



Escola de Camins
Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Camins, Canals i Ports
UPC BARCELONATECH

ANÁLISIS NUMÉRICO Y EXPERIMENTAL DE LA EVAPORACIÓN EN LA INTERFASE SUELO - ATMÓSFERA

Trabajo realizado por:

DAVID ENCALADA LÓPEZ

Dirigido por:

ALBERTO LEDESMA VILLALBA

PERE PRAT CATALAN

Máster en:

Ingeniería del Terreno

Barcelona, **JUNIO 2018**

Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental

TRABAJO FINAL DE MÁSTER

Agradecimientos

A los profesores Alberto Ledesma y Pere Prat y a Agustín Cuadrado por su soporte y apoyo en este trabajo.

A mis padres y hermanos que me han apoyado a lo largo de todo este trayecto.

A mis compañeros del Máster por su amistad.

Resumen:

Esta investigación presenta un análisis del fenómeno de la evaporación en la interfase suelo-atmósfera. La investigación comprende la realización de experimentos en laboratorio y modelos numéricos termo-hidráulicos con el programa de elementos finitos CODE_BRIGHT.

La evaporación es un proceso termo-hidráulico acoplado. Se distinguen tres fases que dependen del contenido de agua en el medio poroso. En la primera fase el agua es suministrada hacia la superficie por flujo capilar y se observa velocidades constantes de evaporación. En la fase 2 la velocidad de evaporación decrece y es una transición con la fase 3 donde domina principalmente la difusión con una velocidad de evaporación mucho menor que la fase 1.

Parte de los ensayos se ejecutaron a atmósfera abierta en una sala con condiciones atmosféricas controladas ($T=22\pm 2^{\circ}\text{C}$ y $HR=60\pm 5\%$). Se utilizaron bandejas de 540 cm^2 de área con muestras de pequeño espesor de agua, arena y arcilla. La muestra de arena es proveniente de la playa de Castelldefels y la muestra de arcilla fue obtenida de la zona del Parc-UPC Agrópolis situado en Viladecans. Las velocidades de evaporación variaron entre 4 y 6 g/h. Las mayores velocidades se registraron en las bandejas con agua, seguida de las bandejas con arcilla y arena, respectivamente. Sin embargo, la ubicación de las bandejas influyó fuertemente en los resultados.

Con ayuda de un ventilador de escritorio se incluyeron experimentos que simulan la condición de viento. Estos ensayos se llevaron a cabo en la misma habitación y se registraron velocidades de evaporación entre 10 y 30 g/h durante la fase 1. Con la condición de viento se observó las velocidades de evaporación son decrecientes en la fase 1 a diferencia que mantienen una tendencia constante en los casos sin viento.

Los ensayos en cámara ambiental se realizaron con bandejas de mayor tamaño (1300 cm^2) y con muestras de agua y arena de Castelldefels. En estos ensayos se observa la importancia de caracterizar la atmósfera inmediatamente sobre la superficie y en algunos puntos sobre ella.

Análisis de sensibilidad y calibración de ensayos se realizaron con CODE_BRIGHT. Los modelos numéricos concluyen que la fase 1 es controlada principalmente por las condiciones atmosféricas y los coeficientes de transferencia de masa y calor (β_g y γ_e). Las propiedades térmicas (conductividad térmica y calor específico) también tienen influencia pero esta es despreciable. Las propiedades hidráulicas (curva de retención y permeabilidad) controlan la duración de la fase 1.

El programa CODE_BRIGHT permite simular razonablemente el proceso de evaporación, sugiriendo que el parámetro que controla dicho proceso es el coeficiente de transferencia de masa impuesto en la condición de contorno, que depende de las condiciones ambientales fundamentales.

Abstract

This investigation presents an analysis of the evaporation phenomenon at soil-atmosphere interface. The investigation contains the development of experiments in laboratory and thermo-hydraulic numerical models with a Finite Element program called CODE_BRIGHT.

The evaporation is a coupled thermo-hydraulic process. It differentiates three stages associated with the water content in the porous media. In the first stage the water is supplied towards the surface by capillary flow and the evaporation rate is constant. In the stage-2 evaporation rate decreases and this is a transition with stage-3 where diffusion controls the evaporation rate with a lower rate than stage-1.

Some of the experiments were performed in a room with controlled atmospheric conditions ($T=22\pm 2^{\circ}\text{C}$ y $HR=60\pm 5\%$). It were employed pans with 540 cm^2 of area with thin specimens of water, sand and clay. The sand comes from Castelldefels beach and the clay was extracted from Parc-UPC Agrópolis in Viladecans. The evaporation rates ranged between 4 and 6 g/h. The pan with water recorded the highest rates followed by the clay and sand specimens, respectively. However the position of the pan highly influenced the evaporation rate.

With desk fan the wind condition was simulated. These experiments were carried out in the same atmospheric controlled room. The evaporation rates ranged between 10 and 30 g/h. The wind condition provokes a decreasing trend in the evaporation rate at stage-1 that differs with respect to windless experiments with constant rate.

Several tests in an environmental chamber were also carried out, but with pans with larger dimensions (1300 cm^2) and on water and Castelldefels sand specimens.

A sensitivity analysis and calibration of experimental test were developed with CODE_BRIGHT. The numerical model indicates that evaporation rates at stage-1 is principally controlled by the atmospheric conditions and the mass and heat transfer coefficients (β_g y γ_e). The thermal properties (thermal conductivity and heat capacity) have also influence, however it is negligible. Hydraulic properties (water retention curve and permeability) control the duration of stage-1.

Program CODE_BRIGHT simulates reasonably the evaporation process, suggesting that the parameter controlling that process is the mass transfer coefficient imposed on the boundary condition, which depends basically on the environmental conditions.

Tabla de contenido

1	Introducción.....	1
1.1	Antecedentes	1
1.2	Objetivos.....	3
1.3	Organización del trabajo	3
2	Interacción suelo-atmósfera y evaporación	4
2.1	Introducción	4
2.2	Fenómeno de la evaporación	5
2.3	Escalas	6
2.4	Evaporación potencial (E_p)	7
2.5	Evaporación en suelos sin vegetación (E_a)	8
2.6	Evaporación relativa (E_a/E_p)	11
2.7	Modelos para la predicción de la evaporación.....	13
2.7.1	Balance de agua	13
2.7.2	Balance de energía.....	14
2.7.3	Transferencia de masa	15
2.7.4	Modelo de resistencia	16
2.7.5	Modelos acoplados	18
2.7.6	Modelos recientes	19
2.8	Modelos numéricos.....	21
2.8.1	Clasificación de modelos numéricos de interacción.....	22
3	Ensayos a atmósfera abierta	25
3.1	Muestras y preparación de las muestras.....	25
3.1.1	Arena de Castelldefels	25
3.1.2	Muestra de arcilla	28
3.2	Ensayos sin viento	31
3.2.1	Primera etapa	31
3.2.2	Segunda etapa	35
3.2.3	Tercera etapa	38
3.2.4	Cuarta etapa	40
3.2.5	Comparación de ensayos sin viento.....	42
3.3	Ensayos con efecto del viento.....	46
3.3.1	Primera etapa con viento	46
3.3.2	Segunda etapa.....	50
3.3.3	Tercera etapa	52
3.3.4	Cuarta etapa	54
3.3.5	Quinta etapa.....	56

3.3.6	Sexta etapa.....	59
3.3.7	Comparación de ensayos con viento	61
4	Ensayos en cámara ambiental.....	63
4.1	Descripción de la cámara ambiental	63
4.1.1	Cuerpo de la cámara ambiental	63
4.1.2	Dehumidificador.....	63
4.1.3	Higrómetro	64
4.1.4	Balanza	64
4.1.5	Cámara digital fotográfica.....	64
4.2	Ensayos con bandejas de agua con dehumidificador activado	65
4.3	Ensayo con bandeja de agua sin dehumidificador	67
4.4	Ensayo con bandeja de arena con dehumidificador.....	69
5	Modelo numérico.....	71
5.1	CODE_BRIGHT.....	71
5.1.1	Ecuaciones de balance	71
5.1.2	Ecuaciones constitutivas y restricciones equilibrio	72
5.1.3	Condiciones de contorno	73
5.2	Análisis de sensibilidad	73
5.2.1	Curva de retención.....	75
5.2.2	Permeabilidad	76
5.2.3	Porosidad	77
5.2.4	Conductividad térmica.....	78
5.2.5	Calor específico	80
5.2.6	Coeficiente de transferencia de masa	81
5.2.7	Coeficiente de transferencia de calor.....	82
5.2.8	Temperatura inicial.....	84
5.2.9	Temperatura ambiente	85
5.2.10	Humedad relativa ambiente	86
5.2.11	Conclusiones.....	88
5.3	Calibración en ensayos de columnas de suelo estratificadas	88
5.3.1	Geometría y condiciones iniciales y de contorno.....	90
5.4	Comparación arena con plomo	95
5.4.1	Resultados.....	97
5.5	Calibración ensayos en laboratorio sin viento	98
5.6	Calibración ensayos en laboratorio con viento	108
6	Conclusiones y futuros trabajos.....	111
6.1	Resultados de laboratorio.....	111

6.2	Análisis numérico	111
6.3	Futuros trabajos.....	112
7	Referencias	113

1 Introducción

La evaporación en suelos es un proceso que involucra el transporte de agua y calor entre el terreno y la atmósfera. Es un problema de alta no linealidad y es afectado por las condiciones atmosféricas y las propiedades del suelo. Como condiciones atmosféricas se puede mencionar la humedad relativa, la temperatura, la velocidad del viento y la radiación. Referente a las propiedades del suelo hay parámetros hidráulicos, por ejemplo la permeabilidad y la curva de retención, y parámetros térmicos como la conductividad térmica y el calor específico.

En los últimos años se han propuesto varios modelos y desarrollado varios experimentos tanto en campo como en laboratorio que han ayudado a entender mejor el mecanismo y sus etapas. Sin embargo, aún existen mecanismos que no están totalmente entendidos como por ejemplo el efecto del viento en la evaporación. En esta investigación se realiza un análisis experimental con bandejas de suelo en condiciones controladas y el análisis de modelos numéricos realizado con un programa de elementos finitos.

1.1 Antecedentes

La evaporación es un fenómeno estudiado y de interés de diversas disciplinas como hidrología, meteorología, agronomía, oceanografía, climatología y medio ambiente (Brutsaert, 1982). Además, los procesos de secado en medios porosos son importantes en la industria, incluyendo el procesamiento y conservación de alimentos, la producción de papel y cerámica, y numerosas actividades en la construcción (Fetzer, Smits, & Helmig, 2016; Lehmann, Assouline, & Or, 2008). En Geotecnia, la evaporación es importante debido a que forma parte de la interacción suelo-atmósfera e influye en los cambios de humedad del terreno.

Las propiedades y el comportamiento de los suelos en la zona no saturada, entre la superficie del terreno y la capa freática, tienen una alta dependencia de la transferencia de agua y energía entre la atmósfera y el suelo (Blight, 1997, 2013). Cambios de volumen y de la resistencia al corte del suelo están asociados a flujos de agua o aire. La interacción entre el suelo-atmósfera ha añadido complejidad y ha ampliado el rango de problemas que la ingeniería geotécnica debe afrontar (Gens, 2010). Sistemas de cobertura de residuos mineros, industriales y rellenos sanitarios, problemas de estabilidad de taludes y terraplenes afectados debido al agrietamiento por desecación, problemas de asentamientos, predicción de migración de contaminantes en sistemas de flujo, predicción de levantamientos en cimentaciones superficiales sobre suelos expansivos, disposición y almacenamiento de desechos radioactivos son algunas de las aplicaciones geotécnicas que evalúan la evaporación en suelos (Blight, 2002; Fredlund, Rahardjo, & Fredlund, 2012; Gens, 2010; Sánchez, Manzoli, & Guimarães, 2014; G. W. Wilson, Barbour, & Fredlund, 1995; G. W. Wilson, Fredlund, & Barbour, 1994).

Con el desarrollo de la Mecánica de Suelos No Saturados se inició el interés de la cuantificación de las condiciones de contorno de los flujos de humedad entre el suelo y la atmósfera. La identificación variables ambientales adicionales y el progreso y extensión de relaciones constitutivas (Gens, 2010), y además el avance computacional

permitió desarrollar programas que resuelvan problemas acoplados y no lineales (Fredlund et al., 2012).

Para aplicaciones prácticas se mide la evaporación en campo a través de lisímetros y bandejas de evaporación. Predicciones de la velocidad y cantidad de evaporación o evapotranspiración se realizan a través de información meteorológica. Mediciones en campo con aplicaciones geotécnicas y geoambientales han sido realizadas por Blight (2002) y Cui & Zornberg (2009).

La principal desventaja de realizar ensayos y mediciones en campo es la naturaleza cambiante de las condiciones climáticas que dificulta distinguir la influencia entre las condiciones del ambiente y las propiedades del suelo (Mpawenayo, Debaste, Douzane, & Gerard, 2016). Para evitar esta desventaja se emplean ensayos de secado en condiciones de laboratorio controladas. Se ha estudiado la evaporación en condiciones controladas a atmósfera abierta (Ben Neriah, Assouline, Shavit, & Weisbrod, 2014; N. Shokri, Lehmann, & Or, 2010; Nima Shokri, Lehmann, & Or, 2008; Smits, Cihan, Sakaki, & Illangasekare, 2011; Tollenaar et al., 2016; G. W. Wilson et al., 1994; G W Wilson, Fredlund, & Barbour, 1997), en cámaras ambientales (Lozada, Caicedo, & Thorel, 2016; Song, 2014; A.-N. Ta, 2009) y con túneles de viento (Davarzani, Smits, Tolene, & Illangasekare, 2014; Marynowski, 2016; Klaus Mosthaf, 2014; Klaus Mosthaf, Helmig, & Or, 2014).

Generalmente se ha considerado la evaporación potencial o la velocidad de evaporación de una superficie de agua como un valor limitante de la evaporación en suelos (Neriah et al., 2014; G W Wilson et al., 1997). Sin embargo, algunos estudios no concuerdan obteniendo mayor velocidad de evaporación en suelos que en agua libre (An et al., 2018; Tollenaar, 2017). Por tanto, se propone evaluar la pérdida de masa en muestras de suelo a condiciones controladas y comparar la evaporación en suelos sin vegetación con la evaporación en agua a superficie libre.

La predicción de la evaporación y estimación de la cantidad de pérdida de agua es importante a nivel multidisciplinar. Por tanto, han propuesto varios modelos para predecir la cantidad de agua evaporada, entre algunos de ellos como balance de agua, balance de energía, transferencia de masa, modelos de resistencia y otros modelos acoplados (Song, 2014). Estos modelos son usados usualmente como condiciones de contorno en análisis numéricos (Song, 2014).

Existen algunos modelos numéricos incipientes que involucran dos dominios, el medio poroso y el aire como flujo libre (Fetzer et al., 2016; Fetzer, Vanderborght, Mosthaf, & Smits, 2017; K. Mosthaf et al., 2011; Vanderborght, Fetzer, Mosthaf, Smits, & Helmig, 2017). Sin embargo, todavía se encuentran en fase de desarrollo. Para este estudio se utiliza la herramienta numérica CODE_BRIGHT para desarrollar modelos numéricos termo-hidráulicos de transporte multifásico multicomponente considerando sólo el dominio del medio poroso. La superficie del suelo se considera como contorno superior caracterizando el efecto de la atmósfera como una condición de contorno externa al programa.

1.2 Objetivos

Los principales objetivos de este trabajo son:

- Entender el mecanismo de la evaporación en suelos y recopilación de información de estudios realizados.
- Desarrollo de ensayos de evaporación en bandejas, en atmósfera de laboratorio con y sin influencia del viento.
- Desarrollo de ensayos de evaporación en bandejas, en cámara ambiental, con temperatura y humedad relativa controlada.
- Realizar modelos con el programa CODE_BRIGHT y analizar la sensibilidad a diferentes parámetros.
- Comparar los resultados obtenidos en laboratorio con los modelos realizados en CODE_BRIGHT.

1.3 Organización del trabajo

El trabajo se divide en 6 capítulos que siguen el siguiente esquema:

El primer capítulo es una introducción y justificación del problema.

El segundo capítulo provee un resumen del conocimiento actual de la evaporación de suelos. La primera parte hace referencia a la importancia de los flujos de calor y humedad en la superficie del terreno para la Geotecnia. Después, se explica el mecanismo de la evaporación en suelos. Finalmente, se resumen los modelos propuestos y otros estudios realizados sobre la evaporación en suelos sin vegetación.

El tercer capítulo es una presentación de los ensayos a atmósfera abierta. Primero se describe los materiales utilizados en los ensayos. Después, se presentan y describen los resultados.

El cuarto capítulo es una presentación de los ensayos en cámara ambiental. Se describe el equipo de la cámara ambiental. Finalmente, se presentan y describen los resultados.

El quinto capítulo se enfoca sobre los modelos numéricos. La primera parte es una introducción del programa CODE_BRIGHT, ecuaciones de balance y ecuaciones constitutivas que utiliza el programa. Subsecuentemente, se analizan la sensibilidad de un caso genérico. Después se analiza la calibración de unos ensayos sobre columna de suelos heterogéneos dispuestos por capas (N. Shokri et al., 2010). Otro caso analizado es la comparación de dos materiales entre un material tipo arena y otro compuesto por partículas de plomo. Finalmente, se calibran los ensayos a cámara abierta sin viento.

El sexto capítulo resume las conclusiones de la investigación y perspectivas para futuras investigaciones.

2 Interacción suelo-atmósfera y evaporación

2.1 Introducción

El suelo está conformado por tres componentes fase sólida, líquida y gaseosa; sin embargo la Mecánica del Suelo clásica se enfoca únicamente para casos extremos en donde sólo el suelo está seco (grado de saturación, $S_i=0\%$) o el suelo está saturado (grado de saturación, $S_i=100\%$). El desarrollo de la Mecánica de Suelos No Saturados ha marcado de manera significativa a la Geotecnia porque la mayoría de las infraestructuras se encuentran en la zona no saturada o también conocida como zona vadosa. Esta zona se ubica por encima del nivel freático (Figura 1).

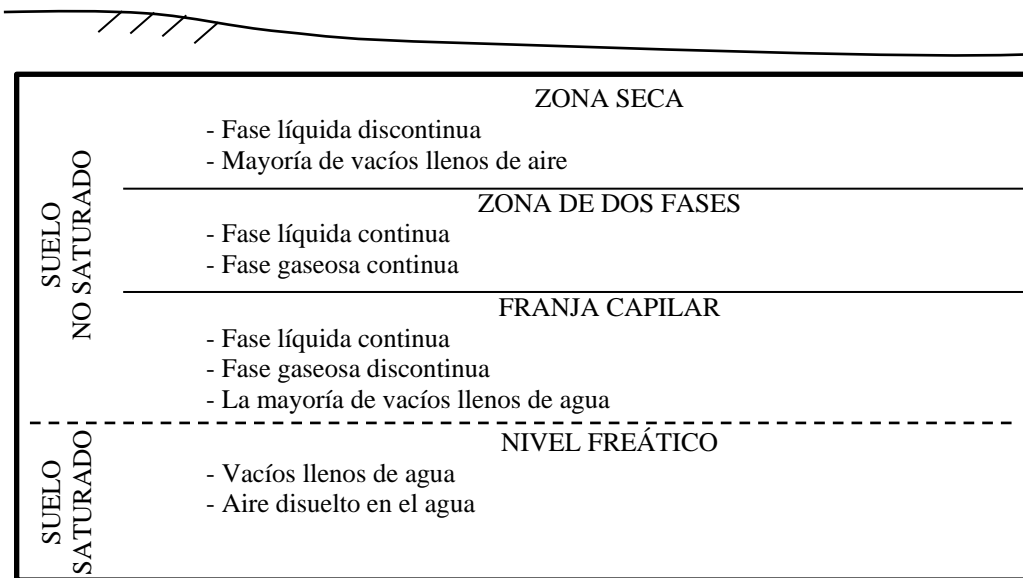


Figura 1. Subdivisiones de la zona no saturada o zona vadosa (Fredlund et al., 2012).

Las propiedades y el comportamiento del suelo en la zona no saturada son altamente dependientes de la transferencia de agua y energía entre la atmósfera y el suelo (Blight, 2013). Las transferencias de agua y energía en el suelo generan flujos de humedad ascendentes o descendentes que afecta a la presión de agua en el terreno.

En la Figura 2 se visualizan las formas que puede tomar la distribución de presión de agua causado por los cambios ambientales. Un flujo ascendente produce un secado gradual, agrietamiento y desecación de la masa de suelo, además durante este periodo la presión de agua se vuelve más negativa que la representada en la línea hidrostática (sin flujo). Los flujos ascendentes son ocasionados por la evaporación o la evapotranspiración. Un flujo descendente es causado por la precipitación (en forma de lluvia, nieve o irrigación) y provoca la saturación del suelo desecado, disminuyendo las presiones de agua negativas (Ng & Menzies, 2007).

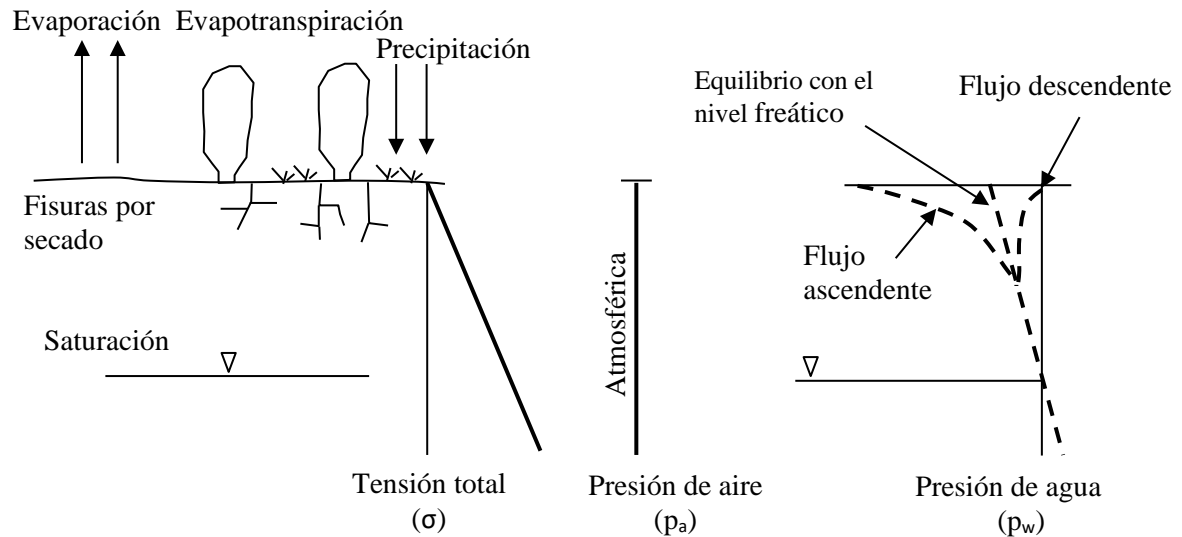


Figura 2. Distribución de la tensión total, de la presión de aire y la presión de agua en el terreno (Fredlund et al., 2012).

2.2 Fenómeno de la evaporación

La evaporación es el proceso por el cual el agua en estado líquido pasa a vapor de agua en la superficie libre, por debajo del punto de ebullición a través de transferencia de energía térmica (Subramanya, 2008). En la Figura 3 se representa el fenómeno de la evaporación, donde moléculas de agua en superficie (a temperatura T_s) tienen la suficiente energía cinética para entrar a la capa de aire (a temperatura T_a) sobre la superficie. De igual manera algunas moléculas de agua en la atmósfera consiguen reingresar al cuerpo líquido. El proceso de la evaporación es físicamente el mismo para gotas de nubes, superficies de agua libre, tejidos vegetales (transpiración), poros de suelo y agua congelada (Dingman, 2015).

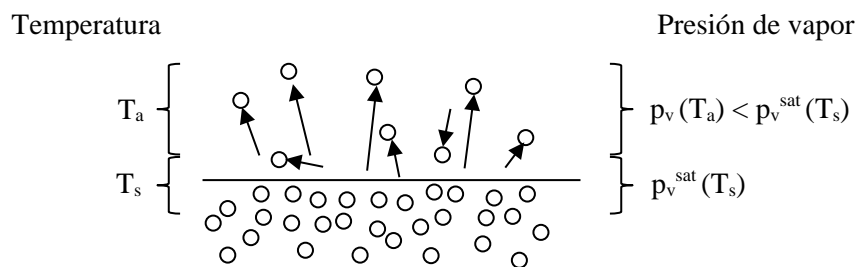


Figura 3. Esquema del flujo de moléculas sobre una superficie de agua (Dingman, 2015).

La evaporación en un medio poroso involucra transporte de masa y transferencia de energía incluyendo cambio de fase del agua, difusión de vapor y flujo del líquido (Lehmann et al., 2008). Durante el proceso, enlaces de hidrógeno se rompen y el vapor de agua es llevado por difusión a regiones de mayor a menor presión de vapor (Cui & Zornberg, 2009).

La velocidad de evaporación E es la tasa neta en la que moléculas de agua se movilizan de la superficie saturada a la capa de aire, esta velocidad es proporcional a la diferencia entre la presión de vapor en la superficie (saturada) y la presión de vapor en el aire.

$$E \propto (p_v^{sat} - p_v) \quad (1)$$

En donde la expresión (2) equivale a la formulación propuesta por Dalton en 1802.

$$E = f(u) \cdot (p_v^{sat} - p_v) \quad (2)$$

Donde $f(u)$ es una función que depende de factores que controlan la difusión de vapor en el aire, principalmente la velocidad del viento y la naturaleza de la superficie.

La velocidad de evaporación es dependiente de diversos factores generales, provenientes del agua y provenientes del suelo (Cui & Zornberg, 2009). Entre los principales se puede numerar los siguientes:

1. Calor latente para la evaporación, la mayor fuente proviene de la energía solar.
2. Calor sensible (energía que produce un cambio de temperatura sin cambio de fase) del aire.
3. Temperatura del aire, que mide el calor y la capacidad del aire para retener vapor de agua.
4. Humedad del aire, si aumenta reduce la velocidad de evaporación.
5. Viento que causa turbulencia, así mantiene el gradiente de presión de vapor entre el aire y la superficie de evaporación.
6. Calidad del agua, como el efecto de la salinidad o sólidos disueltos. La presión de vapor de la solución es menor que la presión de vapor de agua pura.
7. Potencial de agua en el suelo, la velocidad de evaporación decrece a medida que se seca el suelo.
8. La profundidad de la capa freática, la velocidad de evaporación disminuye con la profundidad del nivel freático hasta una profundidad crítica que por debajo de esta no afecta a la velocidad de evaporación.
9. El color del suelo, colores oscuros absorben más calor (albedo pequeño).
10. Vegetación, reduce la evaporación generando sombra sobre el suelo, reduce la velocidad del viento y aumenta la presión de vapor con presión de agua por la transpiración.

2.3 Escalas

Los problemas de flujo y transporte en medios porosos se pueden considerar en diferentes escalas (ver Figura 4). Ejemplo de eso son la escala molecular, la escala de poro, la escala de un Volumen Elemental Representativo (o escala REV por sus siglas en inglés) y escala de campo. La escala molecular estudia procesos intermoleculares y es útil para determinar propiedades físicas y químicas de fluidos (Mosthaf, 2014).

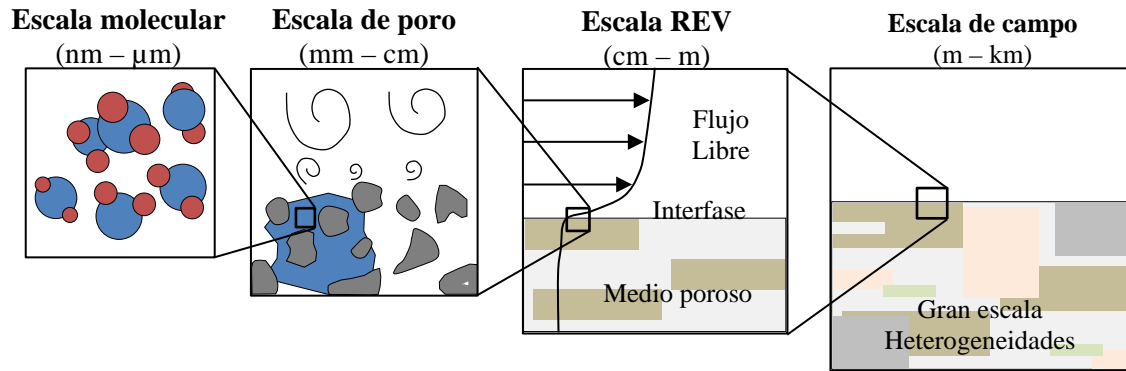


Figura 4. Diferentes escalas de estudio (Klaus Mosthaf, 2014; Szymkiewicz, 2013).

La escala de poro es buena para entender el problema. La distribución de las fases y su interfaces son resueltas espacialmente con tecnología como tomografías de neutrones y rayos X (Mosthaf, 2014). Sin embargo, la escala de poro no es adaptable para problemas prácticos que involucran dominios espaciales de mayores dimensiones en varias órdenes de magnitud que los tamaños de los poros (Szymkiewicz, 2013). Además, modelar a esta escala requiere mucho recurso computacional (Mosthaf, 2014). Varios estudios en la escala de poro se han realizado, por ejemplo Shahraeeni et al. (2012), Assouline et al. (2010), Yiotis et al. (2004) y Suzuki & Maeda (1968).

Para aplicaciones prácticas con mayor extensión se requiere modelos con cantidades promediadas sobre un REV. El rango de la escala REV es tal que el resultado sea independiente del tamaño del REV (Nield & Bejan, 2013). Algunos ejemplos de trabajos sobre esta escala son Fetzer et al. (2016), Mosthaf (2014), Smits et al. (2012) y Trautz et al. (2015).

Escalas que superan el orden de decenas de metros a kilómetros, son referidas como escalas de campo (Mosthaf, 2014). Esta escala aplica cuando el número de heterogeneidades en el dominio espacial es grande, y su representación en modelos numéricos es difícil o casi imposible (Szymkiewicz, 2013). Algunos ejemplos de investigaciones en esta escala son Aminzadeh & Or (2017), Aminzadeh et al. (2016) y Penman (1948). La elección de la escala depende de la extensión espacial del problema y del problema a tratar. Esta investigación se enfoca en la escala REV para revisar ensayos en laboratorio y modelos ejemplo.

2.4 Evaporación potencial (E_p)

La evaporación potencial es la evaporación cuando la disponibilidad de agua no es limitante, es decir, la cantidad de vapor de agua que puede emitir una superficie de agua por unidad de tiempo bajo las condiciones existentes de la atmósfera (ver Figura 5).

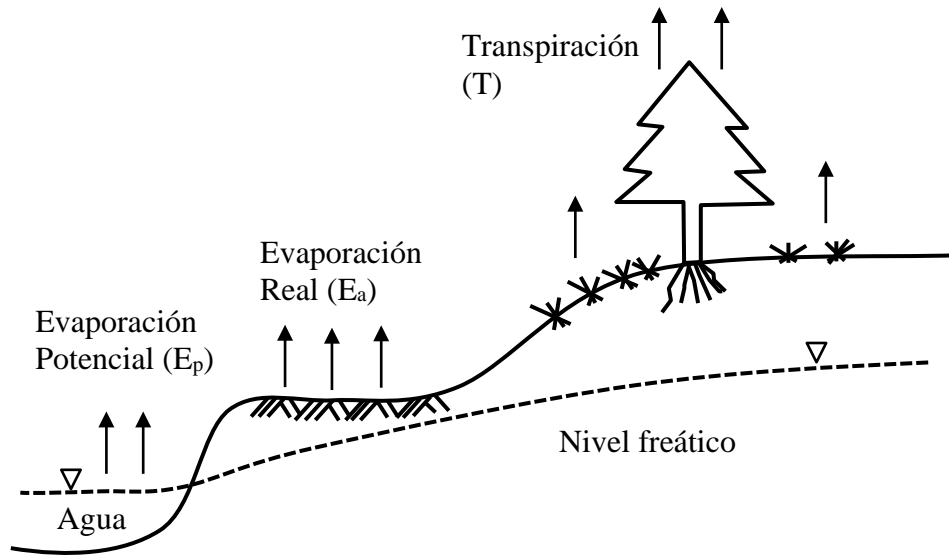


Figura 5. Tipos de flujos de evaporación (Fredlund et al., 2012).

Se han desarrollado varias ecuaciones para los cálculos de la evaporación potencial, tanto empíricos como basados en balance de masa, balance de energía, transferencia de masa y combinación entre ellas. Singh & Xu (1997) agruparon trece ecuaciones para el cálculo de la evaporación potencial en siete ecuaciones tipo como se observa en la Tabla 1, donde a , b y c son parámetros de las ecuaciones, T_a y T_d son las temperaturas del aire y del punto de rocío medidas a 2 m sobre la superficie, respectivamente, y u es la velocidad del viento medida a 2 m sobre la superficie. Finalmente, HR es la humedad relativa del aire medida a 2 m.

Tabla 1. Ecuaciones tipo para el cálculo de la evaporación potencial (Singh & Xu, 1997).

Tipo	Ecuación
(A)	$E_p = a \cdot (p_v^{sat} - p_v)$
(B)	$E_p = a \cdot u \cdot (p_v^{sat} - p_v)$
(C)	$E_p = a \cdot (1 - \exp(-u)) \cdot (p_v^{sat} - p_v)$
(D)	$E_p = a \cdot (1 + b \cdot u) \cdot (p_v^{sat} - p_v)$
(E)	$E_p = a \cdot u \cdot (p_v^{sat} - p_v) \cdot (1 - b \cdot (T_a - T_d))$
(F)	$E_p = a \cdot (T_a + 25)^2 \cdot (100 - HR)$
(G)	$E_p = a \cdot (1 + b \cdot u) \cdot (p_{v0} - p_{va}) \cdot (1 - c \cdot (T_a - T_d))$

En la misma investigación Singh y Xu (1997), concluyeron que todas las ecuaciones presentan estimaciones satisfactorias para la evaporación, utilizando registros históricos. Sin embargo, una vez calibradas las ecuaciones no se puede extrapolar para otras regiones con climas similares. Esto demuestra que se necesita un mejor entendimiento de las condiciones ambientales y aerodinámicas.

2.5 Evaporación en suelos sin vegetación (E_a)

El proceso físico de la evaporación potencial es bastante entendido, mientras el proceso de evaporación sobre una superficie de suelos no saturada es más complejo y menos

entendido (Tran et al., 2016). La complejidad se debe a que además de las condiciones ambientales como temperatura, humedad relativa y velocidad del viento, también influyen las propiedades intrínsecas y de transporte del medio poroso como la permeabilidad, conductividad térmica y difusión de vapor. Es un proceso complejo y un esquema de sus interacciones se puede observar en la Figura 6.

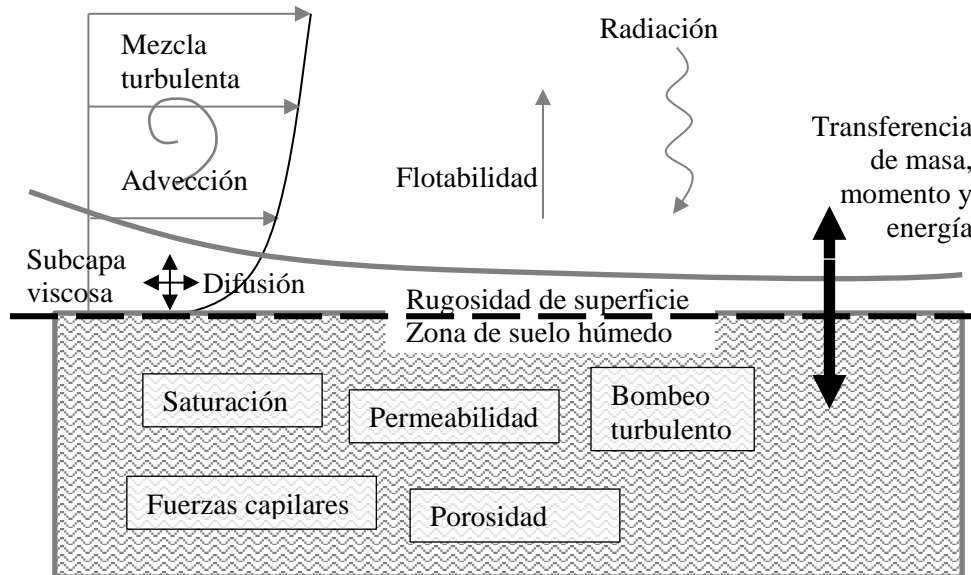


Figura 6. Interacciones del proceso de evaporación en el terreno (Fetzer et al., 2016; Mosthaf, 2014).

La evaporación en suelos es también conocida como evaporación real (E_a). La evaporación real depende de la disponibilidad de agua en el medio por esto se han distinguido varias etapas y comportamientos en el proceso de evaporación en suelos.

Tres condiciones son necesarias para que la evaporación ocurra y continúe (Hillel, 2004):

- 1) Suministro constante de energía que proviene del mismo cuerpo, provocando su enfriamiento.
- 2) Un gradiente de presión de vapor entre el cuerpo y la atmósfera, y el vapor sea transportado por difusión, convección o ambos.
- 3) Suministro de agua desde el interior del suelo hasta la superficie evaporante.

Las dos primeras condiciones dependen de factores atmosféricos como la temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y radiación. La tercera condición depende del contenido de agua, gradiente de succión y propiedades de conductividad en el suelo (Hillel, 2004).

Se conocen tres fases de evaporación en el suelo que dependen del agua disponible en el medio (G. W. Wilson et al., 1994), tal como se observa en la Figura 7a. En otras investigaciones también reconocen tres fases, la segunda fase es conocida como un salto o transición que se produce entre la primera y tercera fase, como se presenta en la Figura 7b.

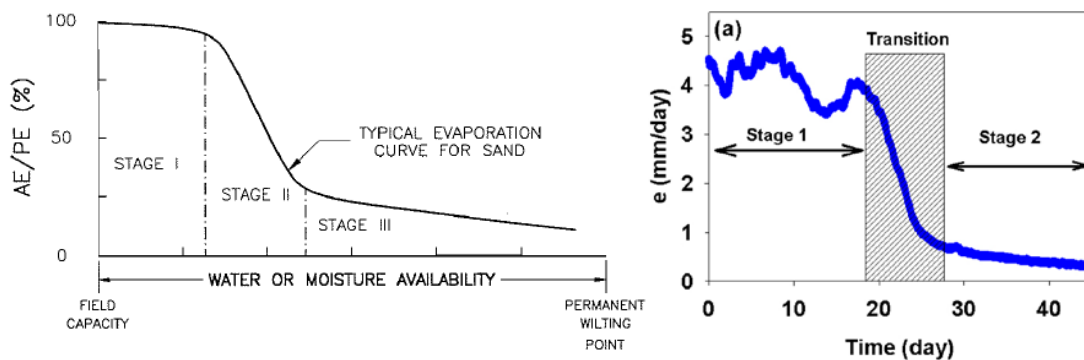


Figura 7. Etapas de evaporación en suelos. (a) Relación entre la evaporación actual y evaporación potencial (AE/PE) (Wilson, Fredlund, & Barbour, 1994) (b) Fases de la velocidad de evaporación en suelos (Shokri & Or, 2011).

Las fases de secado que se observan en un suelo de saturado a seco son:

- 1) Fase 1 o de tasa constante: Esta etapa es controlada por la condiciones externas (Hillel, 2004; Lehmann et al., 2008), sin embargo su duración está controlada por las características del suelo (N. Shokri et al., 2010). La fase 1 ocurre en el inicio de la evaporación cuando el suelo está húmedo (estado saturado o casi saturado) y hay suficiente abastecimiento de agua a la superficie. En este periodo la velocidad de evaporación es relativamente constante.
- 2) Fase 2 o de descenso: Esta etapa ocurre cuando el transporte de agua a la superficie proporciona la provisión necesaria para producir la máxima velocidad de evaporación (Hillel, 2004) y la fase líquida comienza a ser discontinua (Shokri & Or, 2011; Yiotis et al., 2004). La velocidad de evaporación disminuye gradualmente durante esta etapa. La cantidad de agua conducida hasta la superficie determina la velocidad de evaporación. Por tanto, esta etapa está controlada por las propiedades hidráulicas del medio.
- 3) Fase 3 o de tasa lenta: Cuando la zona superficial se ha desecado que la conducción de agua líquida ha terminado. La evaporación del suelo ocurre por debajo de la superficie, y el vapor de agua es transportado por difusión a la atmósfera a través de la superficie seca. La velocidad de evaporación es controlada por la difusión (Shokri & Or, 2011; Wilson et al., 1997).

Cuando las condiciones no son cuasi-estacionarias las tres fases pueden verse alteradas. Por ejemplo, un nivel freático que suministre agua al suelo, el ciclo día-noche y fluctuaciones en las condiciones atmosféricas son situaciones que alteran la forma de la curva de desecación de un suelo. Otras modificaciones a la curva de secado es el efecto en suelos salinos (Newson & Fahey, 1998), en donde existe el desarrollo de una corteza eflorescente de sal que afecta a la tasa de evaporación.

Se ha notado que para alta demanda evaporativa ($>5\text{mm/d}$) en la fase 1 las velocidades de evaporación son decrecientes (Shahraeeni et al., 2012) y algunos autores prefieren denominar a la fase 1 como aquella en la que se suministra agua líquida a la superficie en lugar de tasa constante. Por eso otros autores han propuesto 4 etapas del proceso de secado (Zhang et al. 2015) como se observa en la Figura 8.

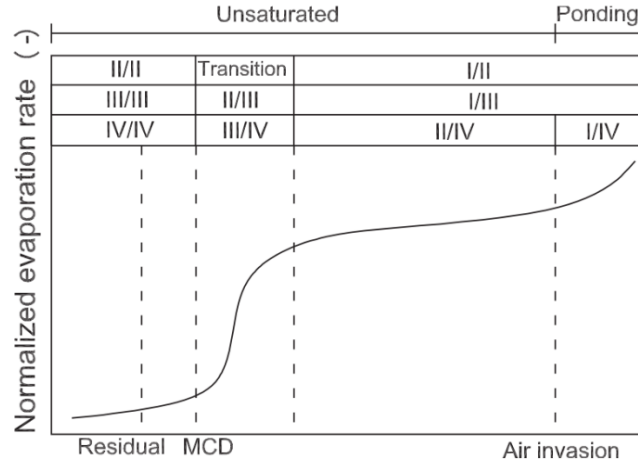


Figura 8. Velocidad de evaporación en suelos sin vegetación sin abastecimiento externo de agua (Zhang et al., 2015).

Lehmann et al. (2008) define como longitud característica (L_c) la máxima profundidad del frente o superficie de evaporación antes que la desconexión o interrupción de la continuidad tome lugar. Dentro de L_c se produce un flujo capilar ascendente que recubre a las partículas al que llama flujo pelicular. El suministro de agua líquida se produce desde el suelo saturado hasta un frente de evaporación a partir del cual se produce la difusión.

Se determina L_c como el equilibrio de la fuerza gravitacional y fuerzas viscosas con la expresión (3).

$$L_c = \frac{L_G}{\frac{L_G}{L_v} + 1} \quad (3)$$

donde L_G es la longitud gravitacional, que refleja el ajuste de la curvatura del agua en los poros pequeños a medida que los meniscos en los poros grandes retroceden. Esta longitud L_G se obtiene de linealizar la curva de retención en función de la altura capilar. L_v es la longitud viscosa y representa las pérdidas por viscosidad a medida que el flujo líquido asciende por los poros más pequeños. Se obtiene de promediar la conductividad hidráulica en la zona no saturada. Para suelos de grano grueso, L_G domina sobre L_v mientras que para suelos de grano fino, L_v puede limitar la longitud característica porque en poros demasiados pequeños existen mayores pérdidas por viscosidad.

2.6 Evaporación relativa (E_a/E_p)

La evaporación relativa es la relación entre la evaporación real (E_a) y la evaporación potencial (E_p) bajo mismas condiciones. Usualmente, se utiliza esta relación para concentrarse en los efectos de las propiedades del suelo sobre el comportamiento de la evaporación (Lehmann et al., 2008).

La evaporación potencial es considerado un valor limitante que representa la capacidad de la atmósfera para absorber el vapor de agua (Neriah et al., 2014) y es usada en algunos modelos para estimar la velocidad de evaporación en suelos. Algunos autores consideran

a la evaporación relativa está relacionada con el contenido de agua en la superficie. En suelos con constante suministro de agua que mantengan la saturación E_a/E_p es igual a 1. Cuando el contenido de agua en la superficie es menor que un valor crítico E_a/E_p es menor que la unidad, es decir, E_a es menor que E_p . Fredlund et al. (2012) indica esto sucede por la afinidad que tiene el suelo con el agua. Sin embargo, algunos estudios de ensayos en campo y en laboratorio indican que E_a/E_p puede ser mayor a 1.

Penman (1948) obtuvo valores de E_a/E_p iguales a 0.9 en ensayos en campo. Sin embargo, Hellwig, (1973) en ensayos con arena y agua libre obtuvo que durante ciertas horas del día, después del mediodía y en la mañana, E_a fue mayor que E_p . Durante este periodo la temperatura de la superficie en el agua fue mayor que en la arena y a eso atribuye la diferencia. Blight (2002) también obtuvo mayor evaporación en muestras de suelo que en agua libre en un invernadero y sin condiciones de viento. Sin embargo, los recipientes que contenían las muestras de suelo tenían orificios drenantes y este puede ser uno de los factores que favoreció a la evaporación. En general, ensayos en campo donde se obtiene $E_a/E_p > 1$ se atribuye al efecto de la radiación y al almacenamiento de energía que inciden en los gradientes de temperatura (Blight, 2009; Hellwig, 1973).

En ensayos en laboratorio los valores de E_a/E_p han sido diversos. Wilson et al. (1991) obtiene valores de E_a menores que E_p en columnas de arena. Wilson et al. (1997) en muestras de arcilla y limo encontró valores de E_a/E_p menores que la unidad; sin embargo, en muestras de arena los valores fueron ligeramente mayores a 1 y atribuyó esto a ligeras variaciones en la resistencia aerodinámica y diferencias en la temperatura en la superficies. Ben Neriah et al. (2014) en ensayos con arena obtuvo E_a igual a E_p a temperatura de 6°C, mientras que para mayores temperaturas (15, 25 y 35°C) E_p siempre fue mayor. Tollenaar (2017) en condiciones con y sin viento obtuvo que E_a es mayor que E_p y lo atribuye a que el suelo tiene mayor área evaporativa. An et al. (2018) realizó varios ensayos con arcilla y mezclas de arcilla y arena. En la arcilla obtuvo que E_a/E_p era menor que 1 y notó que para menores espesores de muestra la velocidad de evaporación era menor debido a que las muestras con mayor tamaño tenían menor espacio libre entre recipiente y la superficie del suelo, por tanto el vapor se dispersa con mayor facilidad. También halló que para mezclas de arena y arcilla, mientras mayor contenido de arena la velocidad de evaporación aumentó y atribuye este fenómeno al aumento de la rugosidad y el área de evaporación producido por la arena.

Teng et al. (2014) llevó a cabo ensayos en cámara ambiental con diversas condiciones de humedad relativa y temperatura y obtiene valores de evaporación relativa cercanos a la unidad (por encima y por debajo) e indica que estas variaciones son debido a fluctuaciones en la velocidad del viento de la cámara. Lozada et al. (2016) realizó ensayos en cámara ambiental con y sin radiación en arcilla y agua y concluye E_p y E_a son iguales en la fase inicial.

Todo parece indicar que la evaporación relativa es cercana a 1 en la fase 1 de evaporación. Esta fase está controlada por las condiciones atmosféricas (temperatura, humedad relativa y velocidad de viento) por tanto es sensible a cambios y por eso la importancia de medir la variables atmosféricas y la temperatura en el suelo.

2.7 Modelos para la predicción de la evaporación

Song (2014) recopila los modelos más relevantes para la predicción de la evaporación en suelos. Estos modelos son comúnmente usados como condiciones de contorno en análisis numéricos. En este apartado se mantiene el esquema propuesto por Song (2014) y se resume lo propuesto.

2.7.1 Balance de agua

El balance de agua en la atmósfera se puede definir como la diferencia entre la precipitación (P) y evaporación (E), donde se obtiene la expresión (4).

$$B = P - E \quad (4)$$

Si el balance es negativo significa que hay pérdida o déficit. El balance de agua en la atmósfera es una forma de caracterizar el clima local (Blight, 1997). Thornthwaite (1955) propuso el índice de humedad (I_m) para la clasificación del clima de una zona.

$$I_m = 100 \left(\frac{P}{E} - 1 \right) \quad (5)$$

Balance de agua en el suelo controla el contenido de humedad en la zona no saturada del terreno (entre el nivel freático y la superficie del terreno). En la Figura 9 se indican los componentes del balance de agua de la atmósfera y del terreno.

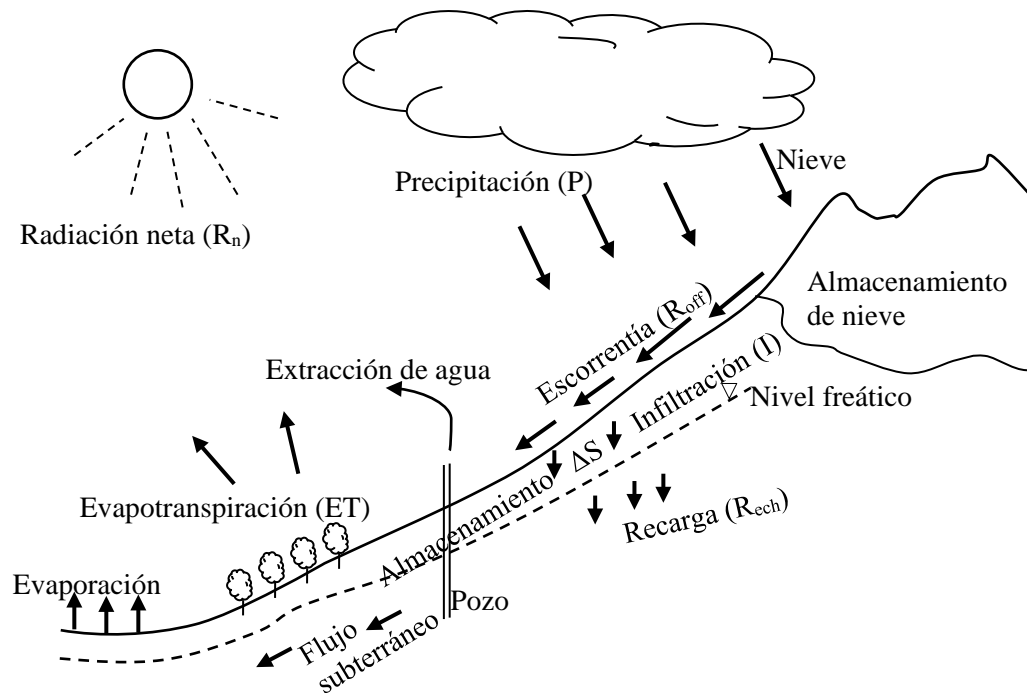


Figura 9. Componentes del balance de agua (Blight, 1997).

El balance de agua en el terreno se indica en la expresión (6). Los términos de la izquierda indican el ingreso de agua y los términos de la derecha salida de agua más el agua almacenada en el terreno.

$$P - (I + R_{off}) = ET + R_{ech} + \Delta S \quad (6)$$

El ingreso de agua al terreno es igual a la precipitación (nieve y lluvia) P menos la interceptación I y la escorrentía R_{off} . En la salida tenemos la evapotranspiración ET (la suma de evaporación más transpiración producida por la vegetación), la recarga de agua al nivel freático R_{ech} y el agua almacenada en el suelo ΔS .

De estos componentes los que tienen mayor efecto sobre el terreno son la evaporación y la infiltración. Estos dos procesos son de naturaleza diferente, la infiltración se produce en la fase líquida, mientras que la evaporación se produce en la fase gaseosa. El proceso de infiltración es razonablemente entendido y depende principalmente de las propiedades del suelo como la permeabilidad. El flujo de agua producido por la evaporación es más complejo porque depende de las propiedades del terreno y de las condiciones climáticas (Wilson et al., 1994).

Los componentes del balance de agua se obtienen mediante el uso de lisímetros y bandejas especiales expuestas al ambiente. Un lisímetro consiste de un cuerpo de suelo que representa al suelo, pero tiene un arreglo para medir el ingreso, salida y almacenamiento en términos del balance de agua. Pueden ser hechos para representar las condiciones de campo razonablemente bien, pero su construcción puede ser costosa y toma tiempo obtener los resultados.

Conceptualmente es uno de los métodos más simples, sin embargo su aplicación es difícil y poco práctica (Brutsaert, 1982). Muchos errores provienen de la dificultad en mediciones de la precipitación y escorrentía y poco práctico para áreas grandes.

2.7.2 Balance de energía

Parte de la radiación solar es reflejada. De la radiación neta que recibe la superficie terrestre una parte de la energía se consume en evaporación. Si la cantidad de energía consumida para evaporar puede ser computada, la correspondiente masa de agua evaporada se puede deducir (Blight, 1997). En la Figura 10 se esquematiza los componentes para el balance de energía.

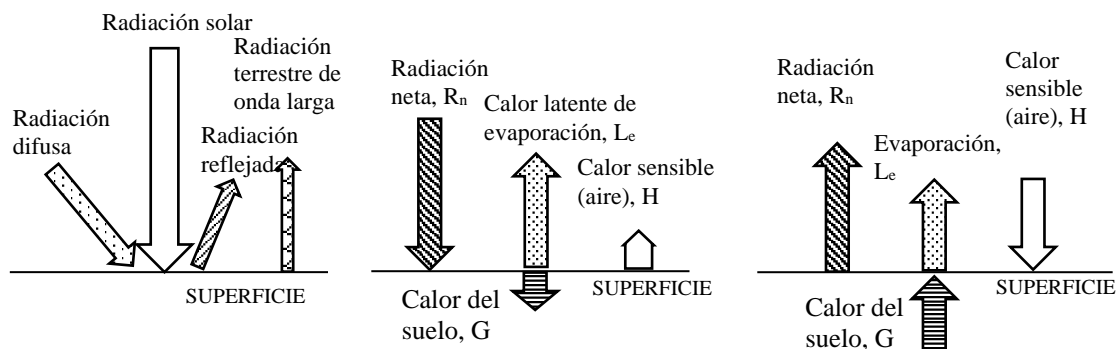


Figura 10. Componentes del balance de energía en la superficie del suelo: (a) Radiación entrante y saliente, (b) Flujo de calor en el día, (c) Flujo de calor en la noche (Blight, 1997).

El balance de energía en el suelo se puede expresar como la radiación neta en la superficie R_n es igual a la suma del flujo de calor del suelo G , más el flujo de calor sensible del aire H y más el flujo de calor latente de evaporación o condensación L_e (Blight, 1997; Brutsaert, 1982).

$$R_n = G + H + L_e \quad (7)$$

Generalmente, la radiación neta puede ser medida usando un radiómetro neto (Blight, 1997; Song, 2014). También se puede calcular usando la expresión (8) (Song, 2014):

$$R_n = (1 - \alpha)R_s - \varepsilon_s \sigma T_s^4 + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (8)$$

donde R_s es la radiación proveniente del sol (W/m^2); α es el albedo del suelo; ε_s es la emisividad de la superficie del suelo; σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.6697 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{K}^{-4}$); ε_a es la emisividad del aire; T_s es la temperatura de la superficie del suelo ($^\circ\text{K}$) y T_a es la temperatura del aire ($^\circ\text{K}$).

Blight (1997) enuncia el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente se pueden escribir como las expresiones (9) y (10), respectivamente:

$$H = \rho C_p k_H \frac{\partial T}{\partial z} \quad (9)$$

$$L_e = \frac{L_v \rho \varepsilon k_v}{P} \frac{\partial p_v}{\partial z} \quad (10)$$

donde en la expresión (9), ρ es la densidad del aire, C_p es el calor específico del aire, k_H es la difusividad turbulenta de calor en el aire y $\partial T / \partial z$ es el gradiente vertical de temperatura en el aire. En la expresión (10) L_v es el calor latente de vaporización, ε es la relación entre masa molecular del agua y la masa molecular del aire seco, P es la presión atmosférica, k_v es la difusividad del vapor de agua en el aire, y $\partial p_v / \partial z$ es el gradiente vertical de presión de vapor en el aire.

Generalmente, los componentes de este método no fáciles de determinar, porque son afectados por muchos factores que involucran al suelo y a la atmósfera (Song, 2014). La precisión de los sensores de medición de cada componente tienen influencia significativa en los resultados de medición de evaporación (Song, 2014).

2.7.3 Transferencia de masa

Los modelos de transferencia de masa presentan la misma ecuación de Dalton indicada en la expresión (2). Sin embargo, esta incluye la presión de vapor en la superficie, en lugar de la presión de vapor saturada.

$$E = f(u) \cdot (p_v^s - p_v^a) \quad (11)$$

donde E es la velocidad de evaporación, $f(u)$ es una función de la velocidad del viento, u , p_v^s es la presión de vapor en la superficie y p_v^a es la presión de vapor en la atmósfera. Los

principales parámetros que gobiernan este modelo son el gradiente de presión de vapor, la temperatura y la velocidad del viento.

Generalmente, este modelo es simple y las variables utilizadas son fáciles de medir. Este modelo es usualmente usada para evaluar la evaporación de superficie de agua libre (ver Tabla 1) o suelos muy húmedos pero no aplicable para suelos no saturados porque los efectos de los parámetros del suelo no son considerados (Song, 2014). Por otro lado, provee buenos fundamentos para la construcción de nuevos modelos.

2.7.4 Modelo de resistencia

El modelo de resistencia está basado en el hecho que el déficit de presión de vapor entre la superficie evaporante del suelo y el nivel de referencia en la atmósfera es análogo al voltaje eléctrico: el vapor de agua se considera como la corriente, la resistencia del transporte de vapor es la relación entre el voltaje y la corriente. Las resistencias son de la atmósfera y del suelo. Los procesos de transporte de vapor de agua del suelo a la atmósfera se puede demostrar con este modelo (Song, 2014).

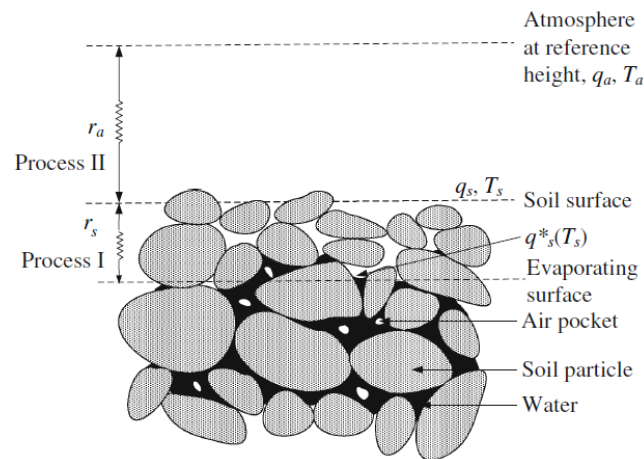


Figura 11. Esquema de resistencias de vapor a la difusión desde los poros internos hasta la atmósfera (Teng et al., 2014).

Durante la evaporación de agua, el suelo se desatura debido a la pérdida de agua. Dos procesos tienen lugar cuando el vapor entra a la atmósfera desde el suelo. El vapor de agua es transportado de la superficie evaporante a la superficie del suelo por difusión molecular en el primer proceso. Después en el segundo proceso el vapor se transporta de la superficie a la atmósfera a través de flujo laminar o turbulento (Song, 2014). Estos procesos se pueden observar en la Figura 11. En el primer proceso interviene la resistencia del suelo (r_s) y en el segundo proceso la resistencia aerodinámica (r_a).

Tabla 2. Ejemplos de resistencias de suelo (r_s); θ y θ_s son el contenido volumétrico promedio y contenido volumétrico saturado, respectivamente; θ_{fc} es la capacidad de campo (Bittelli et al., 2008; Song, 2014).

	Fórmula	Observación
Sun (1982)	$r_s = 3.5 (\theta/\theta_s)^{2.3} + 33.5$	θ en 0-0.5 cm
Camillo & Gurney (1986)	$r_s = 4140 (\theta_s - \theta) - 805$	θ en 0-0.5 cm
Passerat de Silans (1986)	$r_s = 38113 \exp(13.515\theta/\theta_{fc})$	θ en 0-2 cm
Kondo et al. (1990)	$r_s = a (\theta_{sat} - \theta)^b / D_{atm}$ $D_{atm} = 0.229 \times 10^{-4} (T_s/273.16)^{1.75}$	θ en 0-2 cm T_s es la temperatura de la superficie del suelo ($^{\circ}\text{K}$)
van de Griend & Owe (1994)	$r_s = 10 \exp(0.3563(15 - \theta))$	θ en 0-1 cm
Tran (2013)	$r_s = 10 \exp(0.3563(\theta_R - \theta))$	θ_R contenido volumétrico reducción velocidad de evaporación

Bittelli et al. (2008) realiza un modelo termohidráulico acoplado con diferentes formulaciones de r_s (Camillo & Gurney, 1986; Sun, 1982; van de Griend & Owe, 1994), y obtiene que la ecuación de van de Griend & Owe (1994) estima mejor la evaporación.

Tran (2013) modifica la ecuación de van de Griend & Owe (1994) y reemplaza el 15% de contenido de agua volumétrico propuesto por θ_R que es el valor para el cual se produce la reducción de velocidad de evaporación. El valor de θ_R es dependiente de la textura del suelo y se encuentra entre el valor residual y el valor de entrada de aire (Tran et al., 2016).

Teng et al. (2014) elabora un método para parametrizar la evaporación a partir de una resistencia global, obtenida de la evaporación relativa (E_a/E_p) y usando variables medidas en cámara ambiental. Otros autores han utilizado la distancia entre la superficie y el frente de evaporación para calcular la resistencia de superficie: Aluwihare & Watanabe (2003) miden esta distancia visualmente para ajustar su modelo y Smits et al. (2012) utilizan la expresión de Yamanaka et al. (1997). Smits et al. (2012) compara tres formulaciones (van de Griend & Owe, 1994; Yamanaka et al., 1997; humedad relativa del aire) y concluyen que cada una de las tres resistencias evaluadas presenta ventajas e inconvenientes. Todas infravaloran la fase 1, pero la resistencia que utiliza la distancia entre la superficie y el frente de evaporación (Yamanaka et al., 1997) se ajusta bien durante la etapa 2. Cabe recordar que es en esta etapa cuando la difusión de vapor pasa a dominar sobre el flujo de agua líquida. En este sentido, Yamanaka et al. (1997) y Smits et al. (2012) coinciden en que la distancia al frente de evaporación desde la superficie tiene una base física que evita el uso de expresiones empíricas para la resistencia de superficie.

2.7.5 Modelos acoplados

2.7.5.1 Balance de energía y transferencia de masa

Penman (1948) combina el balance de energía con el modelo de transferencia de masa.

$$E_p = \frac{\Delta \cdot R_n + \gamma \cdot E_{ap}}{\Delta + \gamma} \quad (12)$$

$$E_{ap} = 2.625(p_v^{sat} - p_v)(1 + 0.146 u_2) \quad (13)$$

donde E_p es la evaporación potencial (mm/d), Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor saturada versus temperatura (kPa/°C), R_n es la radiación neta (equivalente en mm/d de agua), γ es una constante psicrométrica, p_v^{sat} es la presión de vapor saturada a temperatura ambiente (kPa), p_v es la presión de vapor de la atmósfera (kPa) y u_2 es la velocidad del viento a una altura de 2 m (km/h).

Wilson (1990) modifica la ecuación de Penman para estimar la evaporación en superficies de suelo no saturadas.

$$E_p = \frac{\Delta \cdot R_n + \gamma \cdot E_{aw}}{\Delta + \gamma/h_s} \quad (14)$$

$$E_{aw} = f(u)C_f p_v (1/h_a - 1/h_s) \quad (15)$$

En donde E_{aw} es el flujo asociado a la mezcla (mm/d), h_a es la humedad relativa del aire, h_s es la humedad relativa de la superficie del suelo. Los otros parámetros son iguales a la formulación de Penman.

2.7.5.2 Balance de energía y modelo de resistencia

La formulación Penman-Monteith (Monteith, 2007) combina el balance de energía con el modelo de resistencia

$$E_s = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a C_a (p_v^{sat} - p_v^a)/r_a}{(\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a))\rho_w L_e} \quad (16)$$

donde E_s es la evaporación (o evapotranspiración), G es el flujo de calor en el suelo, ρ_a es la densidad del aire, C_a es el calor específico del aire, p_v^{sat} es la presión de vapor saturada a la temperatura del aire, p_v^a es la presión de vapor del aire, r_a es la resistencia aerodinámica, r_s la resistencia del suelo, ρ_w es la densidad del agua, L_e es el calor latente de vaporización. El resto de parámetros es igual a la formulación de Penman.

La formulación Penman-Monteith necesita información disponible del clima, como la radiación solar, temperatura del aire, humedad del aire y velocidad del viento. Generalmente, la radiación solar es usada para el cálculo de R_n ; la temperatura del aire

para calcular ρ_a , p_v^{sat} y Δ ; la humedad del aire para calcular p_v^a ; y la velocidad del viento para calcular r_a . G es generalmente estimado como función de R_n o por medición directa; y r_s es generalmente estimado como función de la cantidad de vegetación o la saturación del suelo, en el caso de suelos sin vegetación. Como en los modelos de resistencia, la determinación de r_s en la formulación Penman-Monteith es aún un reto.

2.7.6 Modelos recientes

2.7.6.1 Modelo de las tres temperaturas

El modelo de las tres temperaturas (3T) (Qiu, 1996; Qiu et al., 1998) necesita la temperatura del aire, la temperatura de la superficie y una temperatura de referencia. Este modelo no necesita la resistencia aerodinámica y resistencia de superficie eliminando las desventajas de la determinación de estos parámetros.

El modelo 3T está basado en el balance de energía en la superficie y obtiene la siguiente expresión para predecir la evaporación en suelos sin vegetación:

$$L_e = R_n - G - (R_{nd} - G_d) \frac{T_s - T_a}{T_{sd} - T_a} \quad (17)$$

donde R_{nd} es la radiación neta de superficie seca ($\text{J/m}^2/\text{s}$), G_d es el flujo de calor en superficie seca, T_s es la temperatura de la superficie ($^{\circ}\text{C}$), T_{sd} es la temperatura de superficie seca ($^{\circ}\text{C}$) y T_a es la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$).

El modelo ha sido empleado en la determinación de las tres fases (Qiu & Ben-Asher, 2010) y en la estimación de la evaporación por detección remota o teledetección (Wang, Xiong, Qiu, & Zhang, 2016; Xiong et al., 2008).

2.7.6.2 Modelos que involucran succión

Asumiendo que E_p es conocido, Campbell (1985) propuso una fórmula simple que sólo involucra la humedad del suelo y del aire para calcular la velocidad de evaporación del suelo

$$E_a = E_p(h_s - h_a)/(1 - h_a) \quad (18)$$

donde E_a es la velocidad de evaporación del suelo; E_p es la velocidad de evaporación potencial; h_s es la humedad relativa de la superficie del suelo; h_a es la humedad relativa del aire.

La humedad relativa de la superficie del suelo se determina con la ecuación de Kelvin

$$h_s = \exp\left(-\frac{s M_w}{RT \rho_w}\right) \quad (19)$$

donde s es la succión (kPa); M_w es la masa molecular del agua (18.016 kg/kmol); R es la constante universal de gases (8.314 J/mol /°K); y T es la temperatura (°K).

Wilson et al. (1997) propuso un modelo que incluye la succión de la superficie del suelo. Suponiendo que la función $f(u)$ de la expresión (15) es igual para la superficie del suelo y agua libre y suponiendo además, las temperaturas en la superficie de suelo, agua libre y en la atmósfera (cerca de la superficie) son iguales obtuvo la siguiente expresión para la evaporación relativa:

$$E_a/E_p = \frac{\exp\left(-\frac{s M_w}{RT\rho_w}\right) - h_a}{1-h_a} \quad (20)$$

En estos modelos para calcular la velocidad de evaporación del suelo se necesita la evaporación potencial. Por tanto, la confiabilidad de estos modelos depende del cálculo de E_p . Por otro lado, el modelo es deficiente en predecir la velocidad de evaporación durante la fase 3 (Campbell, 1985).

Aydin et al. (2005) desarrolló otro modelo que considera que la velocidad de evaporación en suelos es igual a la evaporación potencial dentro de un umbral. Cuando el potencial de agua sobrepasa el límite del umbral (Ψ_{tp}) la velocidad de evaporación desciende hasta alcanzar una velocidad muy baja, despreciable en un potencial de agua y aire seco (Ψ_{ad}). De acuerdo a esta relación, el modelo se puede expresar:

$$\begin{aligned} \frac{E_a}{E_p} &= 1 & si \quad \Psi \geq \Psi_{tp} \\ \frac{E_a}{E_p} &= \frac{\log|\Psi| - \log|\Psi_{ad}|}{\log|\Psi_{tp}| - \log|\Psi_{ad}|} & si \quad \Psi_{tp} > \Psi \geq \Psi_{ad} \end{aligned} \quad (21)$$

Ta (2009) considera el efecto del agrietamiento en suelos. Basado en los modelos de Campbell (1985) y Wilson et al. (1997) incluye dos nuevos parámetros y obtiene:

$$\frac{E_a}{E_p} = \frac{h_s - h_a}{1-h_a} (1 + \alpha_c R_{cs}) \quad (22)$$

Donde α_c es un parámetro obtenido de información experimental y refleja el efecto del agrietamiento en la humedad relativa de la superficie del suelo; y R_{cs} es la relación entre área de agrietamiento y el área de la superficie inicial o agrietada.

Song (2014) extendió los modelos relacionados con succión (Campbell, 1985; Ta, 2009; Wilson et al., 1997). Separó la humedad relativa en la superficie del suelo (h_s) en la inducida por el transporte de vapor desde la superficie evaporante a cierta profundidad (h_{wet}) y el vapor de agua en la capa seca del suelo (h_{dry}). Se desprecia h_{dry} , porque el contenido de agua en la capa seca es relativamente bajo ($h_s = h_{wet}$). En general, asume que la humedad relativa dentro de la capa seca de suelo es una función de la profundidad de la superficie evaporante, d .

$$h_{drying} - h_{wet} = h_{drying} - h_s - f(d) \quad (23)$$

$$h_s = h_{drying} - f(d) \quad (24)$$

Finalmente, Song 2014 obtiene un modelo que toma en cuenta la profundidad de la superficie evaporante:

$$\frac{E_a}{E_p} = \frac{(h_{drying} - f(d)) - h_a}{1 - h_a} \quad (25)$$

2.8 Modelos numéricos

La modelación de la interacción suelo-atmósfera es muy compleja. La interacción abarca muchos fenómenos (e.g. evaporación, condensación, conducción de calor) y es de interés multidisciplinar. Cada disciplina científica aborda la interacción desde enfoques distintos. Algunos se orientan sobre el comportamiento del suelo y otros lo hacen en el de la atmósfera. Sin embargo, el acoplamiento entre un medio poroso, como el suelo, y un fluido libre, como el aire, es un fenómeno muy difícil de modelar y todo parece indicar que se debe tratar de forma interdisciplinar (Shavit, 2009).

Los flujos de energía y masa en la superficie del suelo están afectados por las condiciones atmosféricas (humedad, temperatura, radiación, viento) y el suelo responde en función de su estado y propiedades (gradientes, conductividades, porosidad). Estos flujos acoplados están sometidos a una dinámica atmosférica que puede mostrar cambios significativos en intervalos cortos de tiempo. De este modo, a la dificultad intrínseca de fenómenos todavía no parametrizados en cada medio (e.g. evaporación en el interior del suelo, turbulencia del aire), hay que añadir la interacción en una estrecha franja alrededor de la superficie entre dos medios gobernados por leyes constitutivas dispares.

En el problema intervienen dos dominios como se aprecia en la Figura 12. La atmósfera o el flujo libre de aire compuesto por una fase y puede ser resuelto con las ecuaciones de Navier-Stokes. El otro dominio es el medio poroso (multifásico) usualmente modelado usando la ley de Darcy (Mosthaf, 2014).

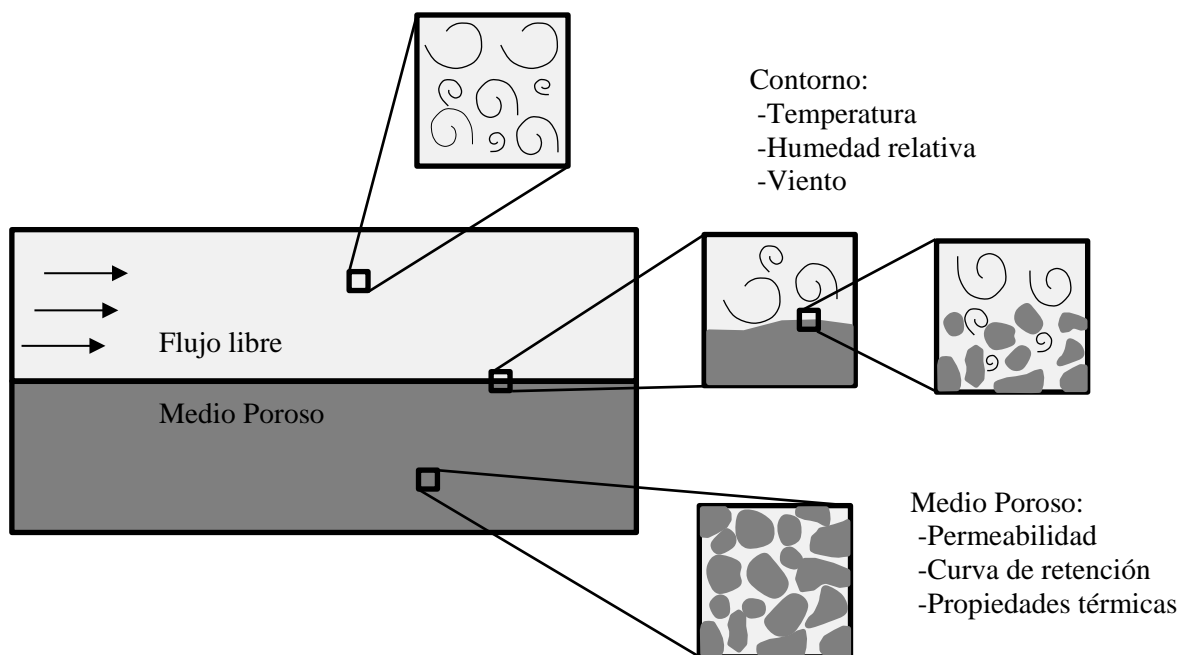


Figura 12. Representación de los dos dominios que intervienen en el problema.

Para saber cómo puede tratarse la interacción suelo-atmósfera hay que conocer qué modelos existen y qué características presenta cada uno de ellos.

2.8.1 Clasificación de modelos numéricos de interacción

Existen distintos modelos numéricos para modelar el suelo o el aire de manera desacoplada y algunos modelos que consideran la interacción entre el suelo y el aire. Vanderborght et al. (2017) clasifica y detalla de las características de cada tipo de modelo y Fetzer et al. (2017) hace un estudio comparativo entre ellos. A continuación se resume la clasificación de Vanderborght et al. (2017) recopilada por Cuadrado (2019).

Modelos de medio poroso (MP)

Describen los flujos de agua y calor en el suelo. La superficie del suelo sirve como contorno superior al dominio y se caracteriza utilizando términos de flujo prescritos de fuente o sumidero. En orden decreciente de dificultad se tiene:

- (MP-1) Ecuaciones de balance: resuelve el transporte de agua y vapor con las ecuaciones de balance. Para conseguirlo es necesario computar el transporte de las especies agua y aire en los flujos de las fases líquida y gas. El balance de energía y las ecuaciones constitutivas que gobiernan el suelo también deben estar incorporadas. El programa CODE_BRIGHT (Olivella, Carrera, Gens, & Alonso, 1994; Olivella, Gens, Carrera, & Alonso, 1996; Olivella & Gens, 2000) utilizado en la investigación incluye esta formulación.
- (MP-2) Fase y media: similar a MP-1, pero con la presión de gas constante. No se calcula el flujo de aire pero sí la difusión de vapor a partir del cambio en la saturación. El principal inconveniente es que no se considera el efecto del flujo de aire sobre el de agua líquida y vapor. Sin embargo, su influencia se supone

pequeña. Esta opción reduce el gradiente de temperatura en el aire interno y es una posible explicación al uso de factores de mejora de la difusión (Philip & De Vries, 1957). El programa HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2013) utiliza esta opción pero con la ecuación de Richards.

- (MP-3) Fase y media isoterma: igual que MP-2 pero con temperatura constante.
- (MP-4) Una fase isoterma: el transporte de vapor se desprecia, es decir, solo se resuelve el flujo advectivo de líquido.

Modelos atmosféricos (MA)

Describen el flujo libre de aire. En orden decreciente de dificultad se tiene:

- (MA-1) Ecuaciones de balance: se trata de las ecuaciones de balance de masa, energía y momento que conducen a las ecuaciones de Navier-Stokes. La turbulencia y otros términos pueden parametrizarse utilizando la descomposición de Reynolds, que da como resultado términos de difusión, conducción y tensión turbulenta. Este tipo de modelos son los que más se aproximan y el principal inconveniente es su elevado costo computacional.
- (MA-2) Simplificación de MA-1: para reducir el coste computacional de MA-1, se asume que la temperatura y la HR sólo cambian en la vertical y lentamente en el tiempo. También implica que la componente vertical de viento es nula tanto en el suelo como en el aire. Esta hipótesis requiere que los flujos de momento, vapor y calor sensible sean constantes en la vertical por encima del suelo. Normalmente, estas condiciones se producen en zonas extensas y en condiciones de evaporación homogénea en la superficie del suelo (contenido de agua, temperatura, flujos de vapor y rugosidad de la superficie). Esta condición es compatible con la simplificación MP-2 y su consecuencia directa es que permite simular la interacción suelo-atmósfera mediante coeficientes de transferencia llamados “resistencias aerodinámicas”.

Modelos de interacción (MI)

Compatibilizar los modelos expuestos para medios porosos y flujo libre atmosférico consiste en establecer continuidad de flujos y equilibrio termodinámico en la interfase.

- (MI-1) Acoplamiento completo: consiste en imponer el equilibrio mecánico, químico y térmico en una estrecha franja alrededor de la superficie del suelo. Un aspecto destacado es el equilibrio que debe existir entre las fuerzas normales y tangenciales entre el gas que sale del suelo y el que hay en el aire. Este equilibrio requiere el uso de ecuaciones de compatibilidad como pueden ser la condición de Beavers-Joseph (Beavers & Joseph, 1967; D. A. Nield, 2009; Saffman, 1971) o la corrección de Brinkman (Brinkman, 1949; D. A. Nield, 2009) en la ley de Darcy. Además, otro gran inconveniente es que la rugosidad de la superficie (longitud de rugosidad) necesita parametrizarse puesto que es fuente de turbulencia.

La implementación de este tipo de modelos requiere un alto conocimiento de mecánica de fluidos y todavía se encuentran en sus etapas iniciales (Fetzer et al., 2016; Mosthaf et al., 2011; Mosthaf, 2014; Nield, 2009; Shavit, 2009). Para resolverlos hay que plantear todas las ecuaciones de flujo y transporte en tres dimensiones, tanto en

el suelo como en el aire. El elevado conocimiento del comportamiento de ambos medios lleva a la necesidad creciente de un estudio interdisciplinar (Nield, 2009).

- (MI-2) Modelos completos de turbulencia y rugosidad: se citan ejemplos de cómo tratar el problema de la rugosidad según la superficie y el flujo:
 - Si la superficie es muy lisa es probable que la transferencia de masa y energía se produzca a través de la capa límite laminar encima del suelo. En estos casos no es necesario considerar la turbulencia. Un ejemplo de este tipo de modelos está en Shahraeeni et al. (2012), que observa fenómenos de evaporación en la capa límite a partir de un modelo discreto de poros.
 - Si la rugosidad de la superficie es elevada, la capa límite no se mantiene sobre la superficie y los efectos turbulentos son importantes (Fetzer et al., 2016). En este sentido, es interesante el modelo de Haghighi et al. (2013). No resuelve por completo las ecuaciones de flujo, pero es interesante cómo parametriza la turbulencia sobre poros discretos.
- (MI-3) Transferencia unidimensional entre el suelo y el aire: consisten en imponer que el flujo de calor y de vapor son solo verticales. Esta simplificación coincide con MP-2 y MA-2. Al no considerarse el flujo lateral de gas, todo sucede en el flujo vertical de modo que para una misma altura, la horizontal no presenta cambios en las variables. Este modelo se ajusta más a la realidad en tanto que los cambios atmosféricos en la horizontal de viento, temperatura y humedad sean despreciables, lo que sucede en extensiones grandes y homogéneas de terreno. Debido a estas simplificaciones, el perfil de viento es logarítmico y la difusión de temperatura y vapor en la atmósfera puede representarse a partir de coeficientes denominados “resistencias”.

Este modelo de interacción es el que se ha considerado en este trabajo y se basa en el uso de la ecuación de balance de energía en la superficie. Aunque se trata de una primera aproximación, permite modelar la interacción sin los inconvenientes de los modelos completos que resuelven el flujo atmosférico.

- (MI-4) Modelos de flujo impuesto: básicamente consiste en imponer flujos en los límites del modelo. Un ejemplo ya comentado sería la imposición de una humedad en el contorno que se traduce en un flujo de vapor determinado.

3 Ensayos a atmósfera abierta

Se iniciaron varias etapas de ensayos que consisten en dejar muestras de distintos materiales y agua bajo mismas condiciones ambientales (temperatura, humedad y viento) para evaluar la pérdida de agua en las muestras y la velocidad de evaporación en el tiempo. Los ensayos se realizaron en condiciones de atmósfera abierta y en una cámara ambiental con y sin acción del viento.

El lugar donde se realizaron las pruebas fue el Laboratorio de Mecánica de Suelos de la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC). El cuarto establecido para los ensayos de atmósfera abierta mantiene condiciones climáticas constantes, temperatura promedio de 22°C y una humedad relativa promedio de 60%. En los ensayos se busca comparar E_p y E_a . Donde la E_p es la velocidad de evaporación que se produce en una superficie de agua libre y E_a es la velocidad de evaporación en el medio poroso.

La descripción de los materiales utilizados y la preparación de las muestras se indican en el siguiente inciso.

3.1 Muestras y preparación de las muestras

3.1.1 Arena de Castelldefels

La arena empleada consiste en una arena de playa de Castelldefels municipio cercano a Barcelona. En la Figura 13 se observa la ubicación de donde se obtuvo la muestra.

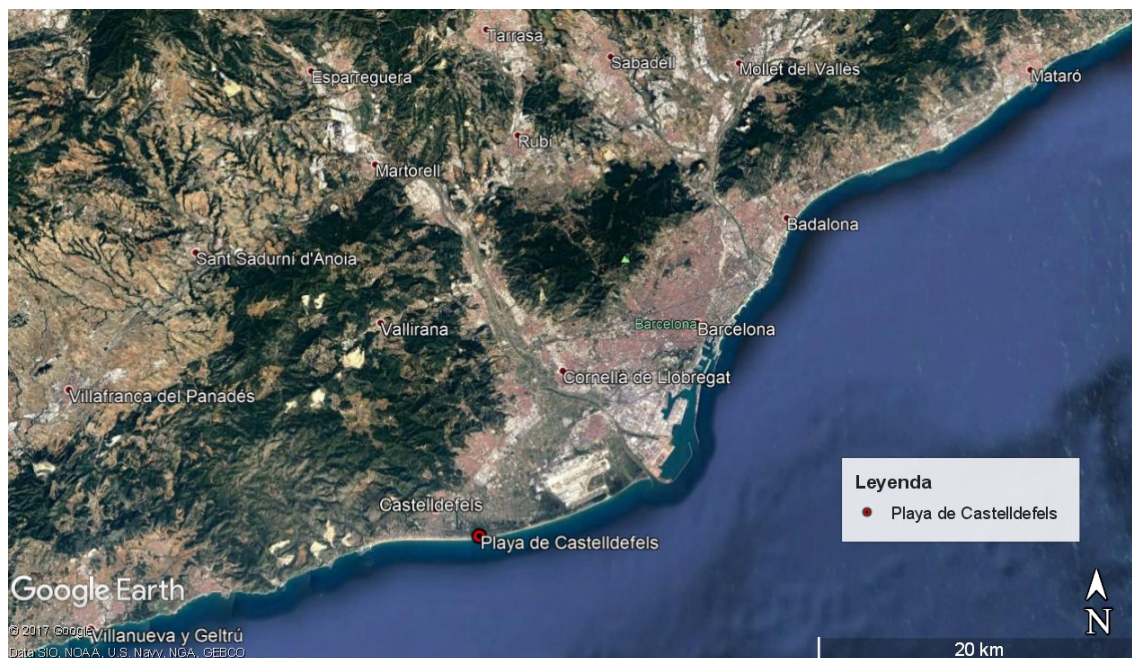


Figura 13. Ubicación de la playa de Castelldefels.

El tamaño de las partículas varía entre $150\ \mu\text{m}$ y $1.18\ \text{mm}$, con una densidad de sólidos $2.65\ \text{g/cm}^3$. En la Figura 14 se observa la granulometría uniforme de la arena de Castelldefels.

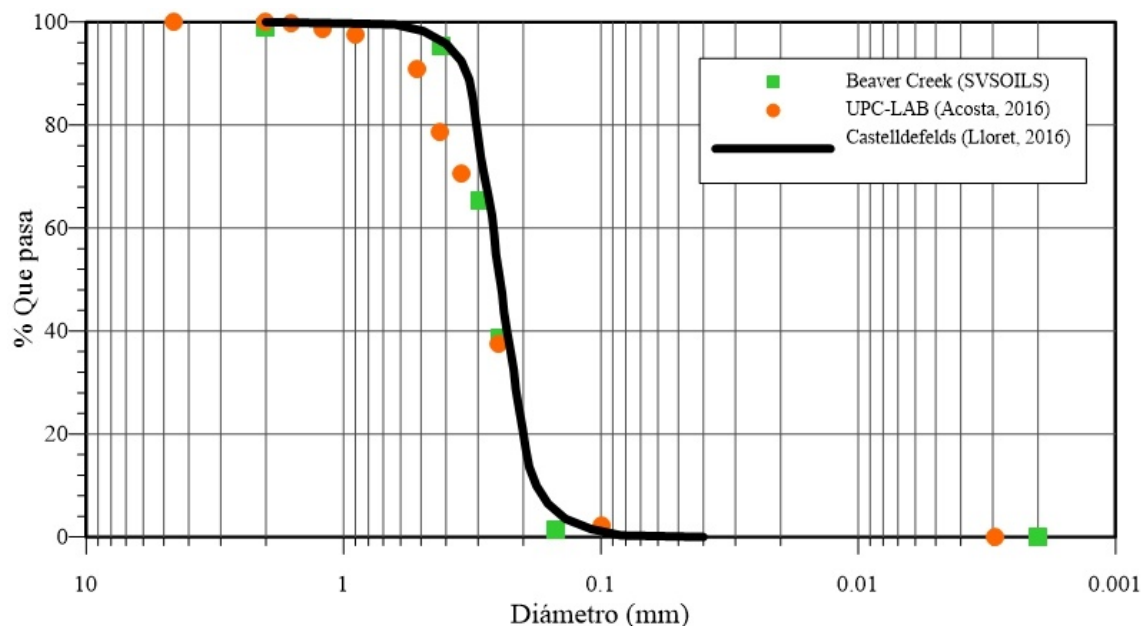


Figura 14. Granulometría de la arena limpia mal graduada de la playa de Castelldefels (Lloret, 2016), Beaver Creek (SCSOILS) y UPC-LAB (Acosta,2016).

Las propiedades de la arena utilizada se resumen en la Tabla 3. Se debe tomar en cuenta que el índice de vacíos puede variar dependiendo del grado de densificación de la arena. Para las pruebas no se utilizó compactación mecánica para densificar las muestras.

Tabla 3. Propiedades de la Arena de Castelldefels.

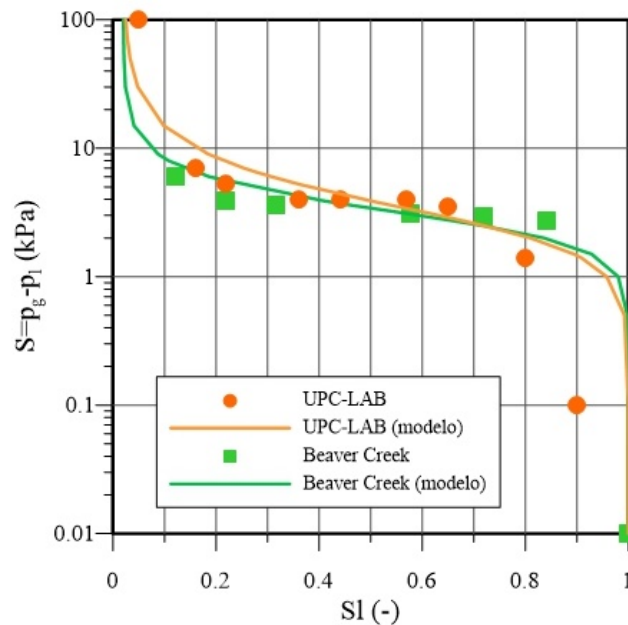
Propiedad	Valor
ρ_s (g/cm ³)	2.65
w_{sat} (-)	22.7
γ_{sat} (kN/m ³)	19.9
γ_d (kN/m ³)	16.2
e (-)	0.602

Las propiedades hidráulicas del material se estiman y comparan con otros materiales de similar granulometría. Arena Lab-UPC (Acosta, 2016) y Beaver Creek Sand (obtenido de la base de datos del programa SVSOILS) son los materiales utilizados de referencia. En la Figura 14 se muestra la granulometría de los materiales. Los materiales presentan distribuciones granulométricas similares.

Las curvas de retención de UPC-LAB y Beaver Creek se analizan con el modelo de van Genuchten (ver Figura 15). La permeabilidad intrínseca saturada y los parámetros de las curvas de retención se presentan en la Tabla 4. Se observa que los modelos de van Genuchten de las arenas UPC-LAB y Beaver Creek tienen formas muy parecidas, por tanto se estima que la curva de retención de la arena de Castelldefels tiene una forma similar a las anteriores.

Tabla 4. Permeabilidad saturada y parámetros de la curva de retención de arenas.

Propiedad	Parámetro	UPC-LAB	Beaver Creek	Castelldefels
Permeabilidad intrínseca saturada	K_s (m ²)	5.97×10^{-12}	1.71×10^{-11}	2.04×10^{-11}
Curva de retención	λ (-)	0.6	0.7	-
	P_0 (kPa)	2.80	2.88	-
	Sls (-)	0.02	0.02	-
	Srl (-)	1	1	-

**Figura 15. Curvas de retención de la arena UPC-LAB (Acosta, 2016) y Beaver Creek (SVSOILS).**

3.1.1.1 Preparación de las muestras

Para la preparación de la muestra de arena primero se hizo pasar el material por el tamiz N°2 para retener partículas superiores a 2mm y retirar impurezas como conchas y materiales orgánicos visibles. Después el material inferior a 2mm se lavó a través del tamiz N°100 para retirar partículas de polvo y otras impurezas que no se pudieron extraer con el procedimiento anterior (Figura 16).



Figura 16. Preparación de la muestra de arena. (a) Partículas retenidas por el tamiz N10. (b) Partículas que pasan el tamiz N10. (c) Lavado a través del tamiz N100.

Después de selección y limpieza del material, la muestra se ingresó al horno a una temperatura de 105 ± 5 °C, por al menos 24 h para conocer la masa de sólidos de la muestra.

3.1.2 Muestra de arcilla

La muestra de arcilla consiste en una muestra obtenida de Agrópolis, un espacio físico de la UPC (Universidad Politécnica de Cataluña) ubicado en el municipio de Viladecans. En la Figura 17 se presenta una fotografía aérea de la zona Parc UPC - Agrópolis.



Figura 17. Ubicación Parc UPC - Agrópolis.

Ruiz (2015) caracterizó el material y las propiedades se pueden resumir en la Tabla 5. La clasificación del material es una arena arcillosa (SC), sin embargo para este estudio se utilizó sólo la fracción fina del material.

Tabla 5. Propiedades del suelo de Agrópolis.

Propiedad	Valor
ρ_s (g/cm ³)	2.70
LL (%)	28.52
LP (%)	16.43
Ip (%)	12.09
Clasificación	SC

En la Figura 18 se observa la distribución granulométrica de muestras de suelo de Parc UPC – Agrópolis.

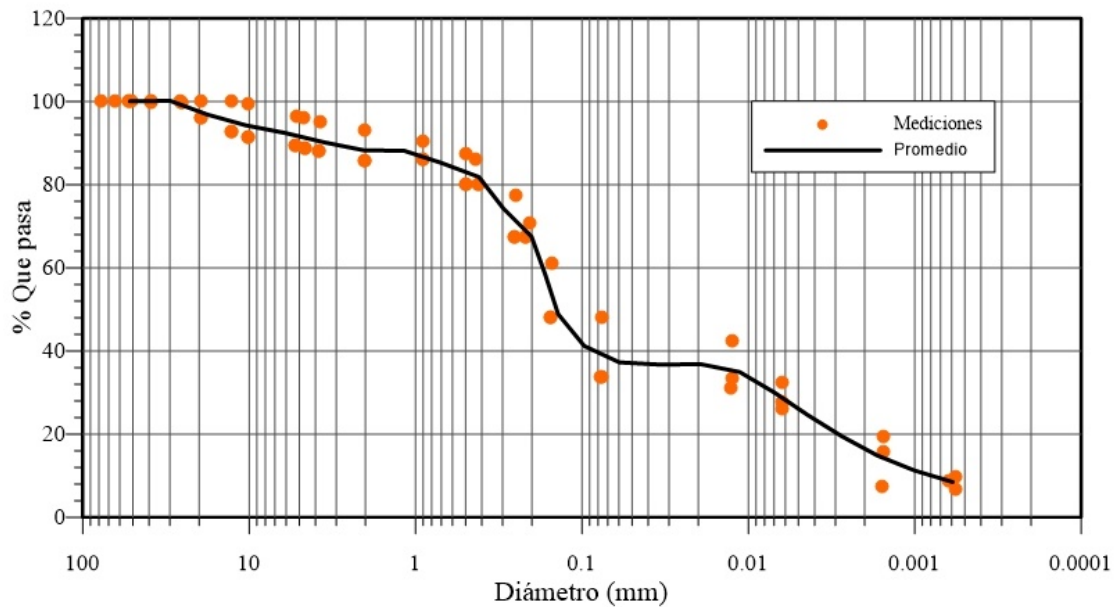


Figura 18. Curvas granulométricas de muestras del suelo Parc UPC – Agrópolis (Ruiz, 2015).

En la Figura 19 se observa la curva de retención obtenida por Ruiz (2015) del suelo de Agrópolis para una densidad obtenida con compactación por el método Próctor Estándar.

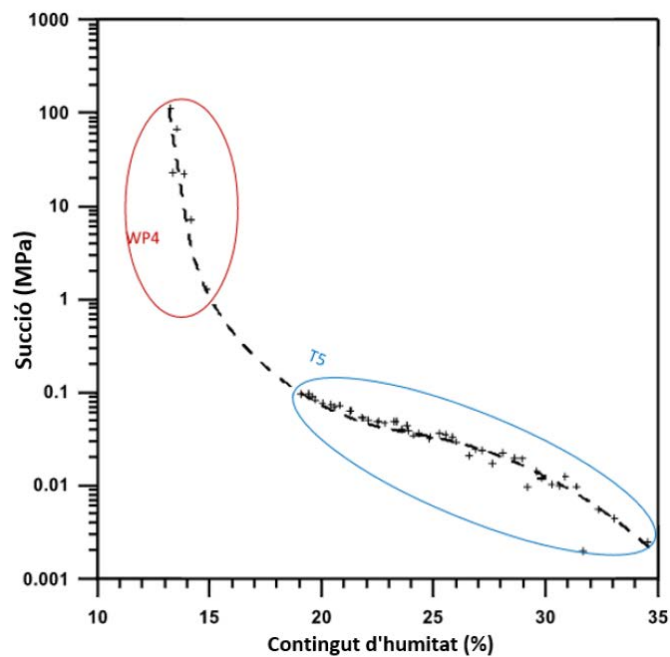


Figura 19. Curva de retención del suelo de Agrópolis (Ruiz, 2015).

3.1.2.1 Preparación de las muestras

Para la preparación de la muestra arcillosa limosa se reutilizaron muestras usadas en la investigación “Influencia de la compactación en patrones de agrietamiento en suelos” (Moreno, 2017). Se procedió a triturar muestras en bloques y terrones con un martillo de

goma. Después se seleccionó el material que pasa el tamiz N°10 para facilitar el amasado y mezcla de la muestra y obtener una mezcla homogénea (Figura 20).

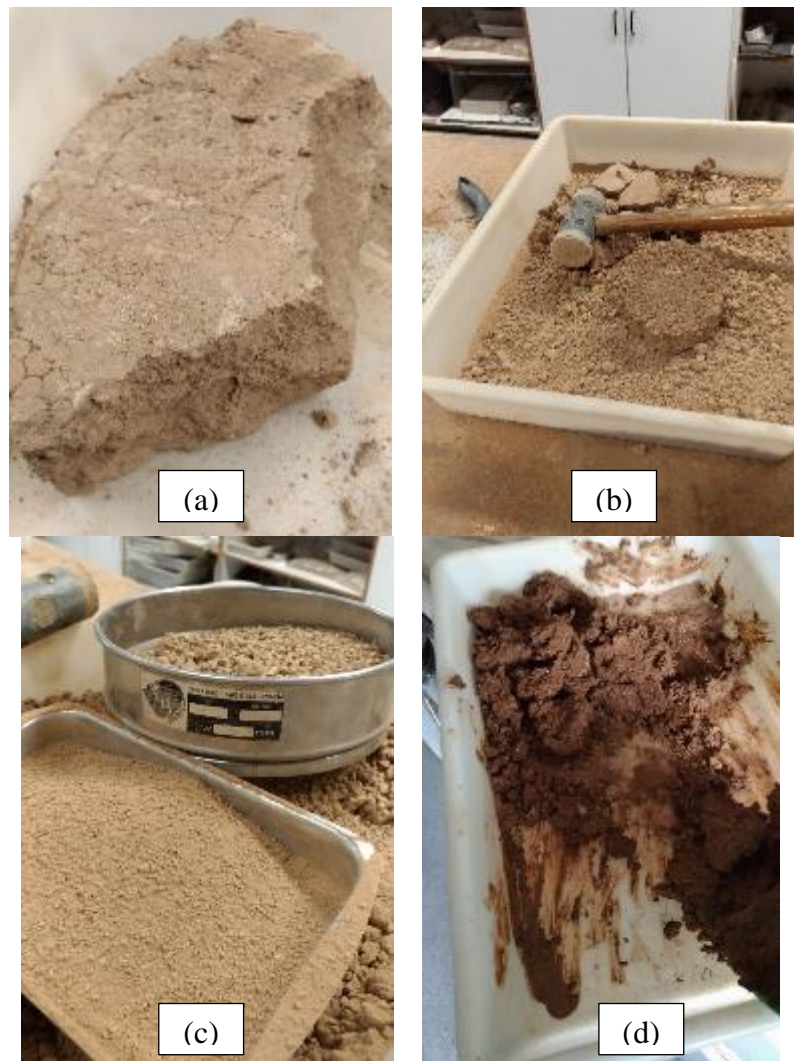


Figura 20. Preparación de la muestra arcillosa. (a) Bloque muestras seca. (b) Trituración de los bloques. (c) Tamizado a través del tamiz N°10. (d) Humedecimiento y amasado de la muestra.

3.2 Ensayos sin viento

3.2.1 Primera etapa

En la primera etapa se optó por dejar cinco bandejas con diferentes muestras. Dos bandejas con agua desmineralizada, una bandeja con agua con cloruro de sodio (NaCl) disuelto con una concentración de 200g por cada 1000ml de agua, una bandeja de muestra de arcilla limosa saturada con una humedad del 33% y una muestra de arena mal graduada saturada con una humedad de 23%. En la Figura 21 se observa la distribución de las bandejas con muestras, esta distribución se mantuvo a lo largo de todas las mediciones.

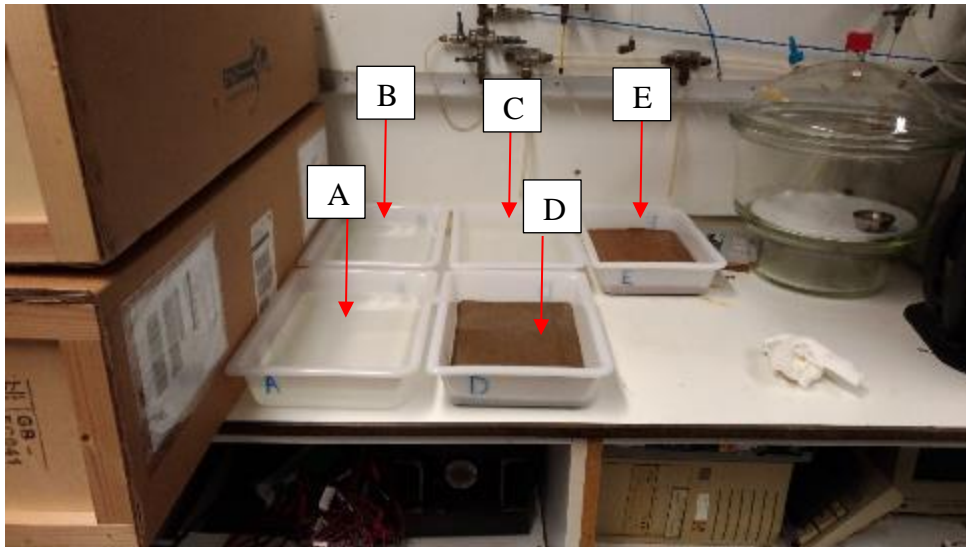


Figura 21. Distribución de las bandejas con muestras en la etapa 1.

Se colocaron muestras con un peso entre 1.5 y 2.0 kg de muestra. La humedad de la muestra de arena se calculó conociendo la masa de sólidos colocada en la bandeja y el peso de agua añadido a la bandeja hasta que se cubra toda la superficie de la muestra. La humedad de la arcilla se obtuvo con porciones de la muestra secadas en el horno.

3.2.1.1 Resultados

En la Tabla 6 se resume el contenido de cada bandeja. La muestra de arena se saturó con un contenido gravimétrico de agua de 23% y la muestra de arcilla con un 33% aproximadamente.

Tabla 6. Contenido de las bandejas en la primera fase de ensayos.

Bandeja	Muestra	Masa total (g)	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)	w ₀ (%)	w _f (%)
A-1	Agua	1748.5	1748.5	1053.3	-	-
B-1	Agua	1758.6	1758.6	940.4	-	-
C-1	Agua con sal	1956.6	1956.6	1956.6	-	-
D-1	Arena (e=17mm)	1648.8	308.3	4.2	22.7	0.3
E-1	Arcilla (e=22mm)	1805.0	446.4	27.8	32.9	2.0

En la Figura 22 se observa la pérdida de agua en todas las bandejas. Las bandejas que contienen agua, A-1, B-1 y C-1, son las que pierden más masa a causa de la evaporación y a una velocidad relativamente constante. La bandeja D-1 pierde prácticamente todo su contenido de agua (w=0.3%) a las 96 h. Finalmente la bandeja E-1 (arcilla) llega a una humedad muy baja (w=2.0%) a las 166 h.

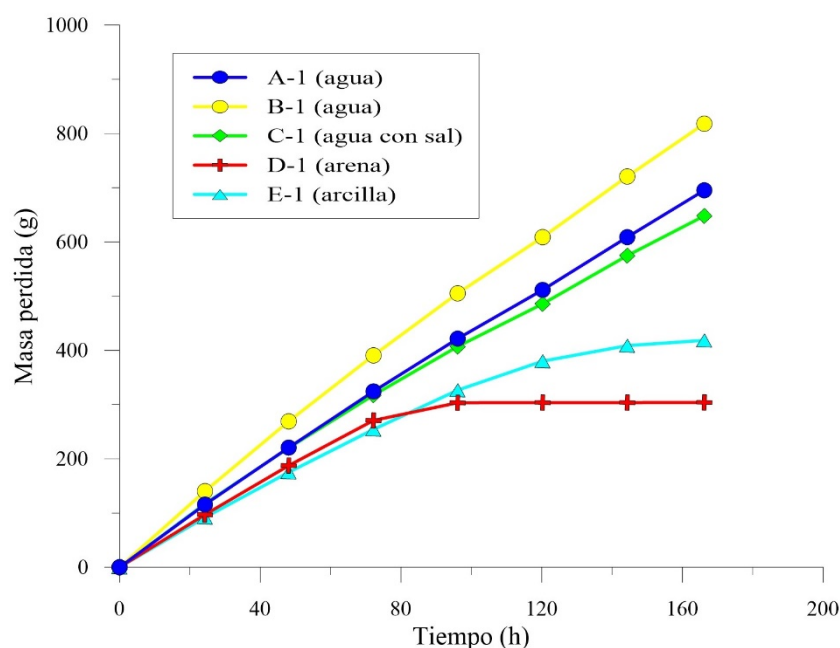


Figura 22. Masa perdida acumulada. A-1 agua, B-1 agua, C-1 agua con sal, D-1 arena e=2cm y E-1 arcilla.

Las bandejas que perdieron más agua, respectivamente, fueron A-1, B-1 y C-1. La bandeja C-1 perdió menos agua porque el agua tenía sal disuelta. Además, como se muestra en la Figura 23, en la bandeja C-1 se observó precipitación de sal en el borde de la bandeja producto de la evaporación



Figura 23. Sal precipitada en el borde de la bandeja C-1.

En la Figura 24 se observa la velocidad de evaporación en el tiempo. La velocidad de evaporación es decreciente en todas las bandejas. La bandeja B-1 tiene mayor velocidad de evaporación durante todo el ensayo. En la bandeja D-1 a partir de las 72 h la velocidad de evaporación decrece sustancialmente hasta las 120 h, en donde la muestra ha secado prácticamente en su totalidad. La muestra de suelo arcilloso en la bandeja E-1 a partir de las 96 h tiene un decremento de la velocidad de evaporación en menor magnitud que la bandeja D-1 y durante un trayecto más largo hasta 166 h.

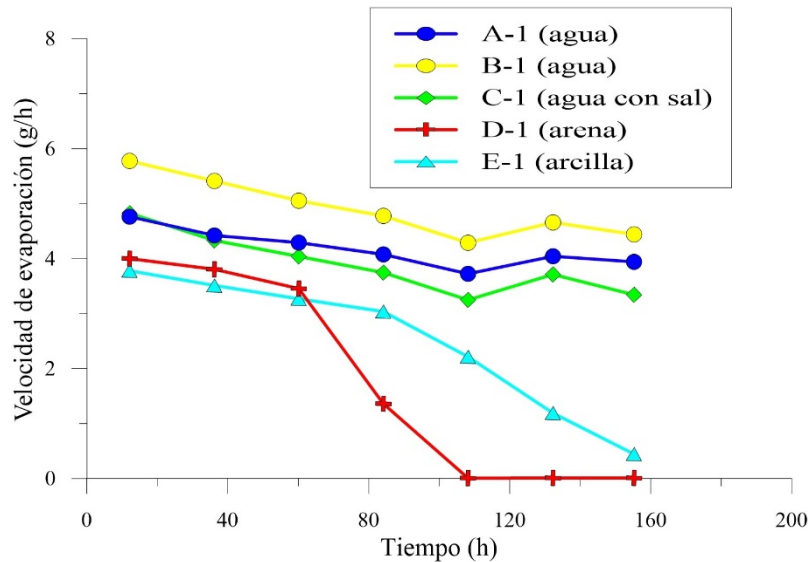


Figura 24. Velocidad de evaporación. A-1 agua, B-1 agua, C-1 agua con sal, D-1 arena e=2cm y E-1 arcilla.

En la Figura 25 se presenta el agrietamiento a lo largo de la etapa 1 de ensayos sobre la muestra arcillosa. Transcurridas 24 h se exhibe una primera grieta en sentido longitudinal a la bandeja. En 48 h el agrietamiento es intenso y hay un cambio a más claro en la tonalidad del color del suelo. A las 72 h, hay un ligero incremento en el agrietamiento. Pasadas las 96 h no se distinguen aparición de nuevas grietas, sin embargo se diferencian distintas tonalidades en el suelo siendo un indicativo que la evaporación no es homogénea. Las tonalidades oscuras presentan menor agrietamiento. A partir de las 144 h el suelo presenta un color uniforme en toda la superficie.





Figura 25. Evolución de la muestra arcillosa en la primera etapa de ensayos.

3.2.2 Segunda etapa

En la segunda etapa de ensayos se dispuso cambiar la distribución de las bandejas, tal como se observa en la Figura 26, para distinguir la existencia de alguna corriente de aire en el cuarto que pueda afectar a las muestras y comparar los resultados obtenidos con la primera fase de ensayos. Además, se registró el peso de las bandejas cada 30 min durante las 4 primeras horas.

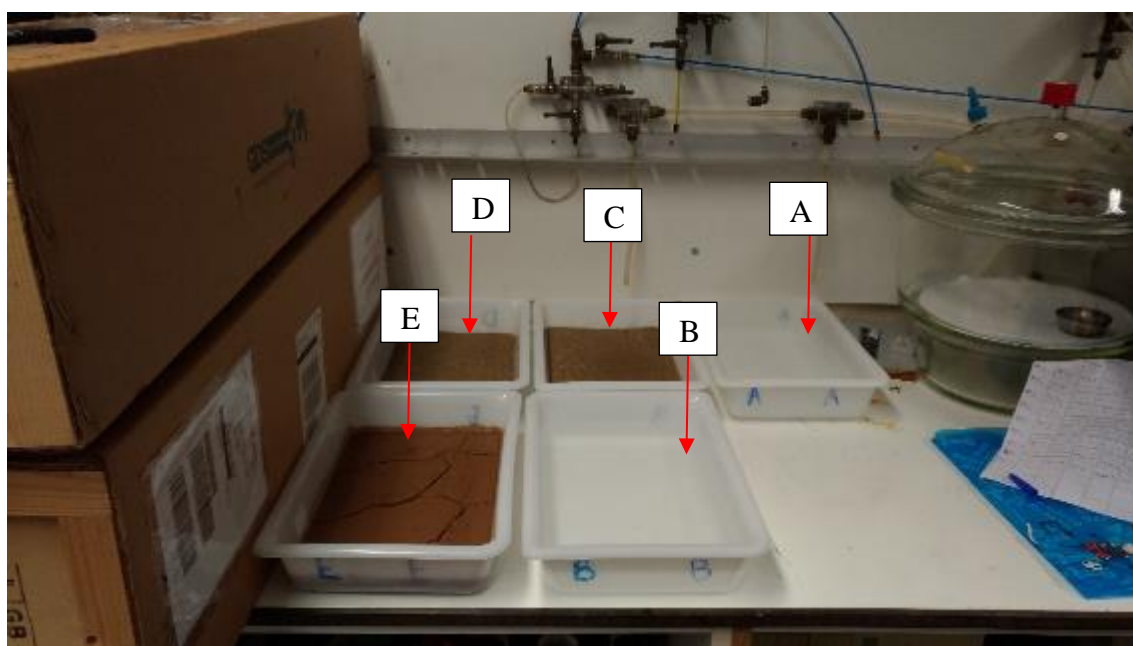


Figura 26. Distribución de las bandejas con muestras en la etapa 2.

El material utilizado y la preparación de las muestras fueron los mismos que se utilizaron en la primera etapa. En esta etapa en la bandeja C se utilizó arena de playa de Castelldefels en lugar de agua con sal. En la Tabla 7 se resume el contenido de las bandejas.

Tabla 7. Contenido de las bandejas en la segunda etapa de ensayos.

Bandeja	Muestra	Masa total inicial (g)	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)	w ₀ (%)	w _f (%)
A-2	Agua	1749.53	1749.5	842.2	-	-
B-2	Agua	1761.60	1761.6	796.5	-	-
C-2	Arena (e=30mm)	2401.07	448.7	0.2	23.0	0.0
D-2	Arena (e=17mm)	1646.74	303.0	0.8	22.6	0.1
E-2	Arcilla (e=22mm)	1976.48	492.9	28.0	33.2	2.2

3.2.2.1 Resultados

En la Figura 27 se observa la masa perdida acumulada en todas las bandejas. Las bandejas que contienen agua, A-2 y B-2, pierden agua a una velocidad relativamente constante. La bandeja D-2 pierde prácticamente todo su contenido de agua a las 96 h, mientras que la bandeja C-2, con mayor contenido de muestra, tiene una trayectoria asintótica a partir de 144 h. Finalmente la bandeja E-1 llega a una humedad muy baja ($w=2.0\%$) a las 166 h.

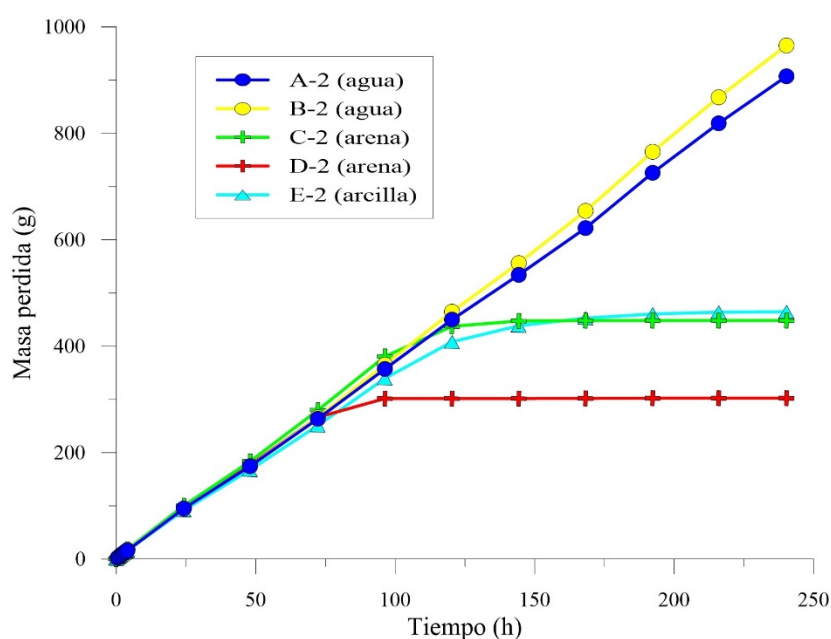


Figura 27. Masa perdida acumulada. A-2 agua, B-2 agua, C-2 arena e=3cm, D-2 arena e=2cm y E-2 arcilla.

En la Figura 28 se observa la velocidad de evaporación en el tiempo. Durante las primeras horas se observa velocidades de evaporación aproximadamente de 5 g/h y con un descenso hasta 1.5 h. Este descenso en la velocidad de evaporación es posiblemente producido por el enfriamiento de las muestras debido al cambio de fase. Sin embargo, esto no se puede comprobar porque no se registró la temperatura en las muestras. Después

del descenso, la velocidad de evaporación es constante en todas las bandejas hasta 72 h, donde se produce decrecimiento en la velocidad de la bandeja D-2. En las bandejas C-2 y E-2 la reducción de la velocidad de evaporación se empieza a las 96 h aproximadamente.

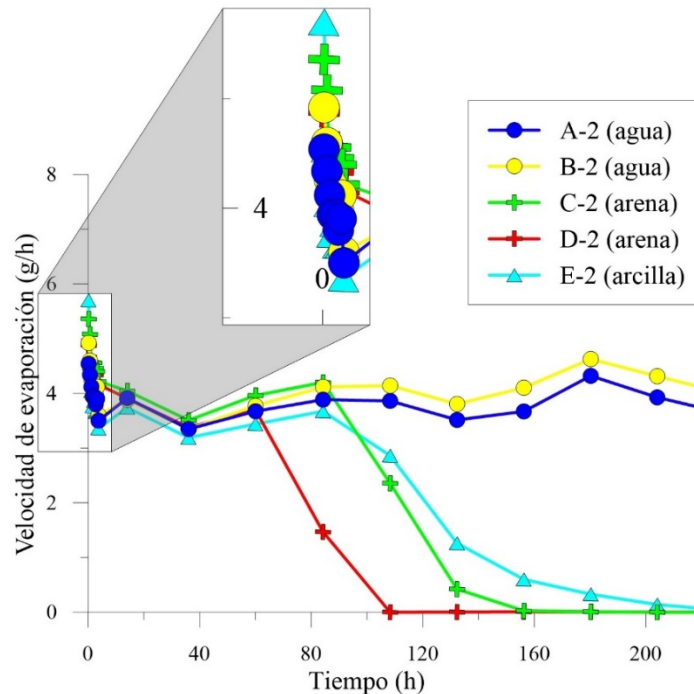


Figura 28. Velocidad de evaporación. A-2 agua, B-2 agua, C-2 arena $e=3\text{cm}$, D-2 arena $e=2\text{cm}$ y E-2 arcilla.

La evolución del agrietamiento de la bandeja E-2 con material arcilloso es igual al material arcilloso en el experimento 1 (E-1). A las 24 h se observa la primera grieta. A las 48 h se presenta el mayor patrón de agrietamiento y a hasta 72 h se producen grietas en menor magnitud y a partir de ahí no se observan nuevas grietas. A las 96 h se observan bloques con diferentes tonalidades de color y a partir de 120 h se tiene un color uniforme en toda la muestra (Figura 29).

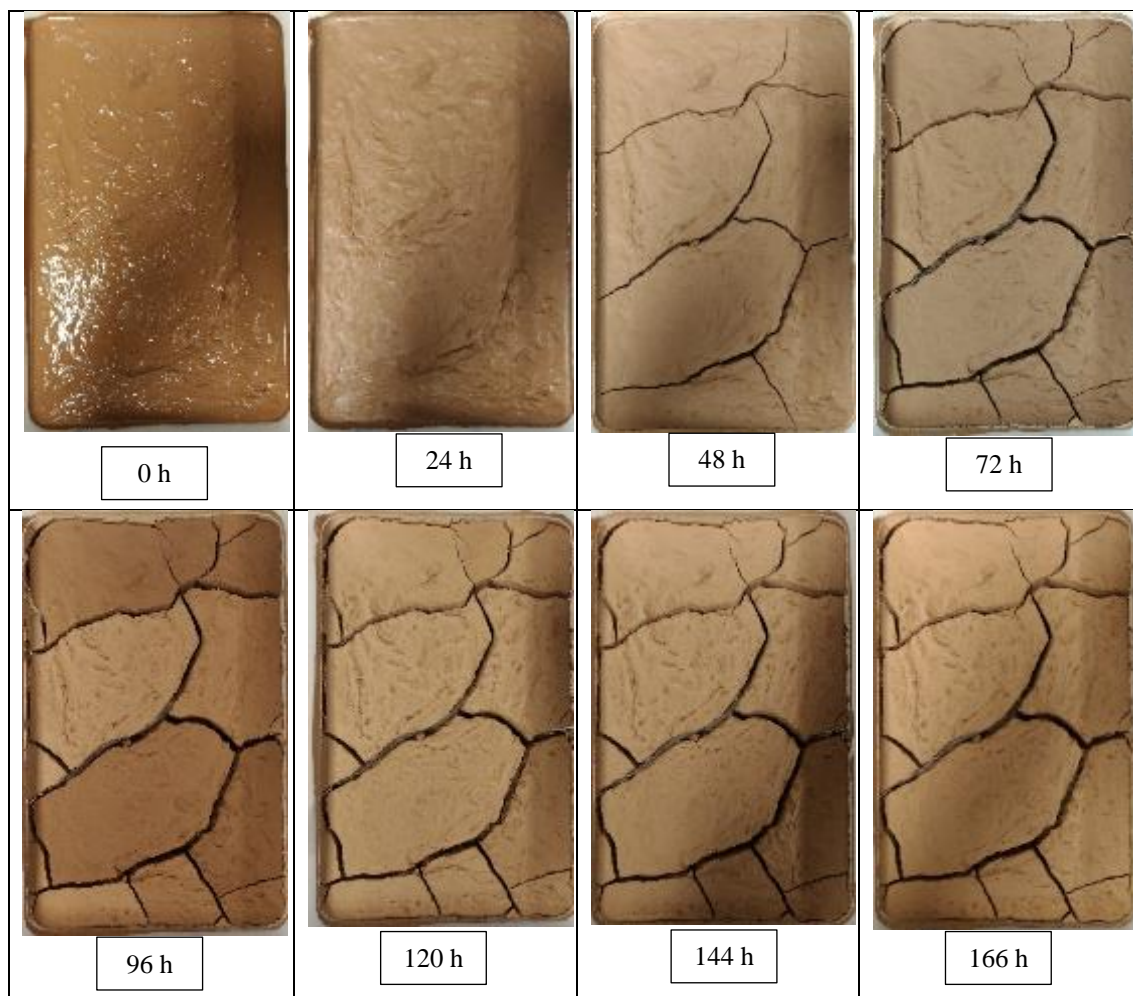


Figura 29. Evolución de la muestra arcillosa en la segunda etapa de ensayos.

3.2.3 Tercera etapa

En la tercera fase se dispusieron las bandejas sólo con agua como se observa en la Figura 30. El objetivo fue medir la evaporación potencial y comparar si la posición de la bandeja afecta a la velocidad de evaporación. El contenido de las bandejas se presenta en la Tabla 8.

Tabla 8. Contenido de las bandejas en la tercera etapa de ensayos.

Bandeja	Muestra	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)
A-3	Agua	1749.5	1134.6
B-3	Agua	1761.6	1207.5
C-3	Agua	448.7	1165.1
D-3	Agua	303.0	1233.5
E-3	Agua	492.9	1233.2

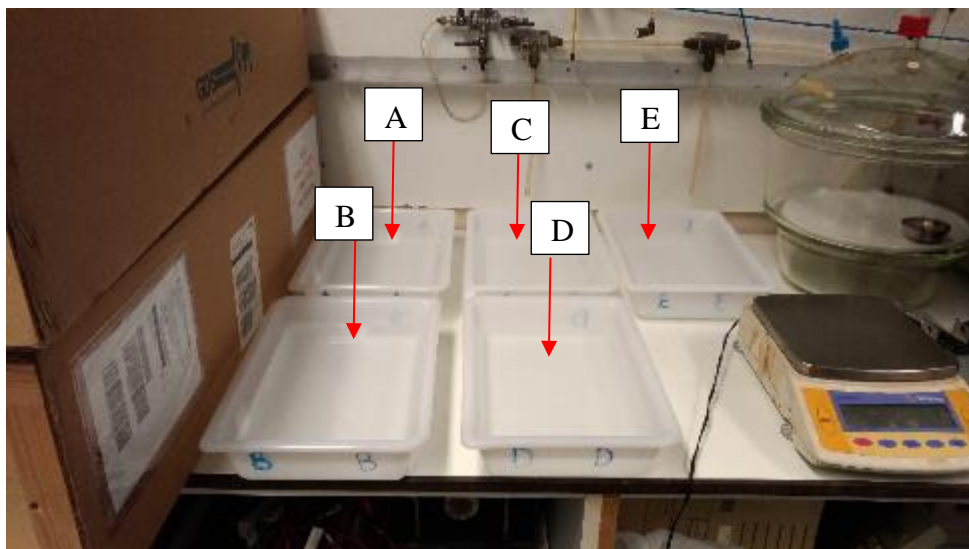


Figura 30. Distribución de las bandejas con muestras en la fase 3.

En la Figura 31 y la Figura 32 se observa la masa perdida y la velocidad de evaporación de la fase 3, respectivamente. Las bandejas B-3, D-3 y E-3 tienen velocidades de evaporación similares. Las bandejas A-3 y C-3, en general, tienen una velocidad de evaporación mayor. Las bandejas A-3 y C-3 evaporan un 20% y 15% más que el resto de las bandejas, respectivamente. Este es un indicio de que la ubicación de las bandejas tiene influencia sobre las condiciones ambientales por corrientes de aire que existen en el laboratorio.

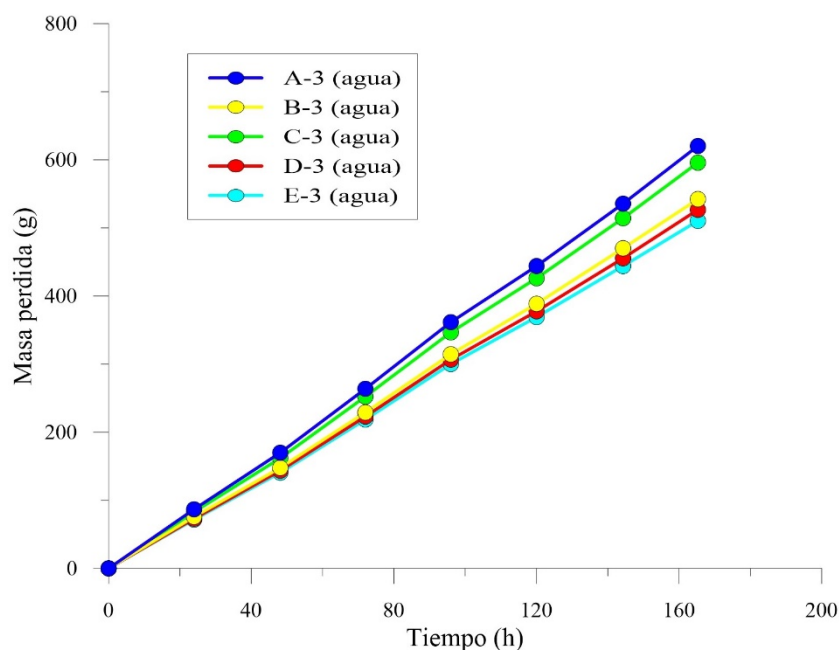


Figura 31. Masa perdida acumulada. A-3, B-3, C-3, D-3 y E-3 agua.

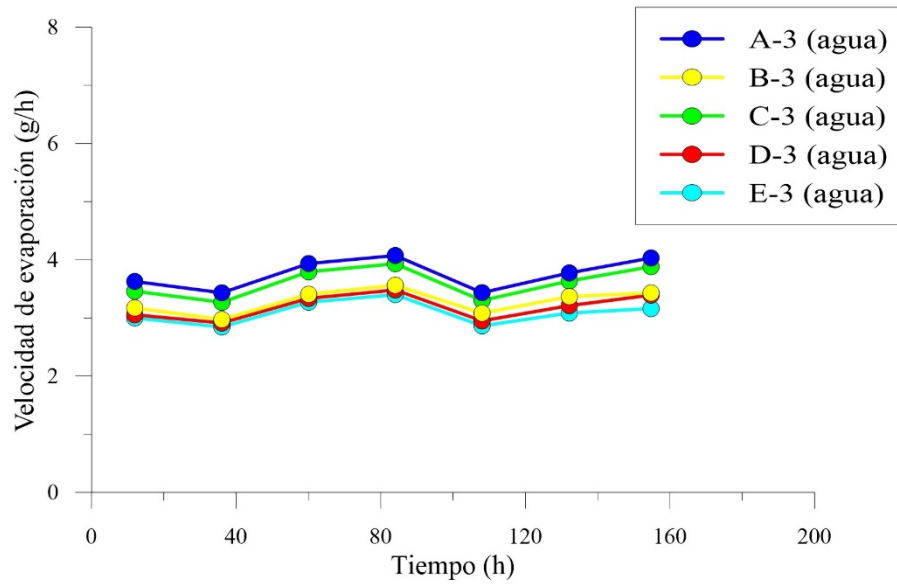


Figura 32. Velocidad de evaporación. A-3, B-3, C-3, D-3 y E-3 agua.

3.2.4 Cuarta etapa

Similar a la tercera etapa se colocaron bandejas con arena con un mismo espesor de 17 mm para comparar la evaporación real respecto a la posición de las bandejas. En la Figura 33 se muestra la distribución de las bandejas y la Tabla 9 muestra el contenido de las bandejas.

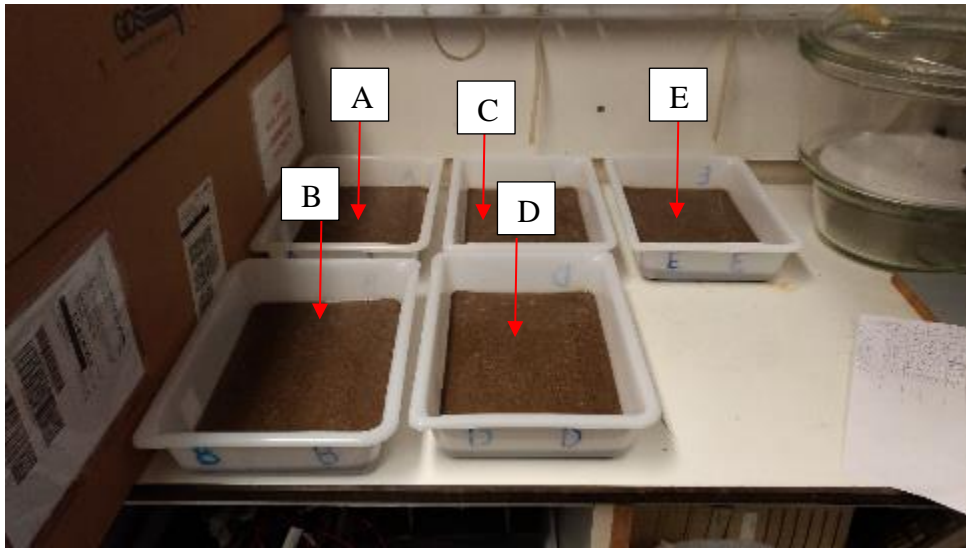


Figura 33. Distribución de las bandejas con muestras en la fase 4.

Tabla 9. Contenido de las bandejas en la cuarta etapa de ensayos.

Bandeja	Muestra	Masa total inicial (g)	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)	w ₀ (%)	w _f (%)
A-4	Arena (e=17mm)	1666.30	312.4	0.5	23.0	0.03
B-4	Arena (e=17mm)	1659.62	312.6	0.5	23.2	0.04
C-4	Arena (e=17mm)	1662.95	310.6	0.5	23.0	0.04
D-4	Arena (e=17mm)	1658.15	311.5	0.5	23.1	0.03
E-4	Arena (e=17mm)	1663.07	311.7	0.5	23.1	0.04

En la Figura 34 se indica la cantidad de agua evaporada. Se observa que en las bandejas A-4 y C-4 evapora más rápido el agua. Este resultado coincide con la posición de las bandejas en la etapa 3 donde evapora más rápido el agua (bandejas A-3 y C-3).

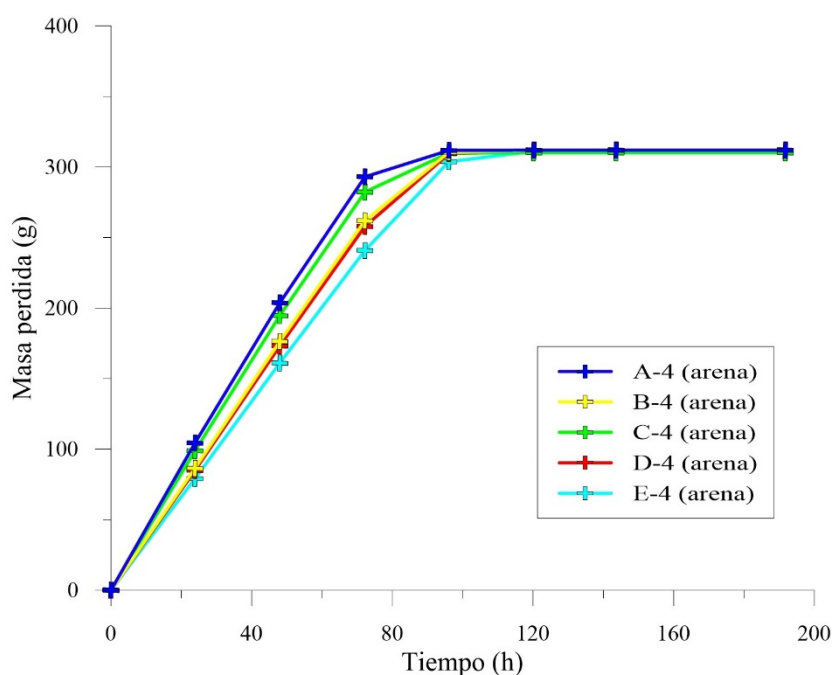


Figura 34. Masa perdida acumulada. En muestras de arena A-4 , B-4, C-4, D-4 y E-4.

En la Figura 35 se presentan la evaporación real de las muestras. Hasta las 72 h se tiene una evaporación inicial constante en las bandejas, después la velocidad de evaporación decrece hasta 120 h cuando prácticamente ya se ha evaporado el agua de las muestras. La evaporación real al inicio en A-4 es un 30% mayor, en C-4 es un 20% mayor y en B-4 y D-4 es un 10% mayor que la bandeja E-4.

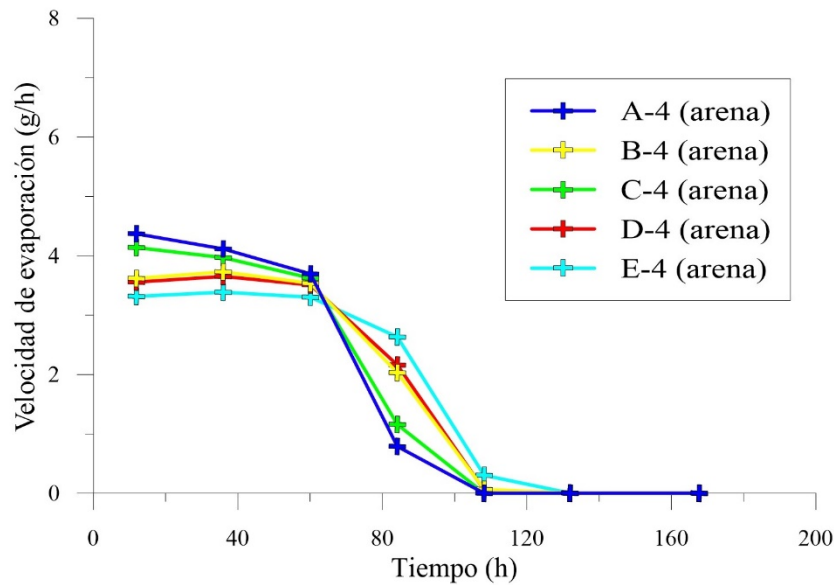


Figura 35. Velocidad de evaporación en muestras de arena A-4, B-4, C-4, D-4 y E-4.

En esta fase de ensayos se comprueba, al igual que en la tercera fase, que la posición de las bandejas condiciona la evaporación en las muestras.

3.2.5 Comparación de ensayos sin viento

Las comparaciones se realizan de manera separada entre las bandejas que contiene agua para analizar la evaporación potencial y las bandejas que tienen muestras de suelo para observar la evaporación real en estos materiales.

La masa perdida en las bandejas con agua se representa en la Figura 36. La cantidad de agua evaporada está influenciada por la ubicación de la bandeja.

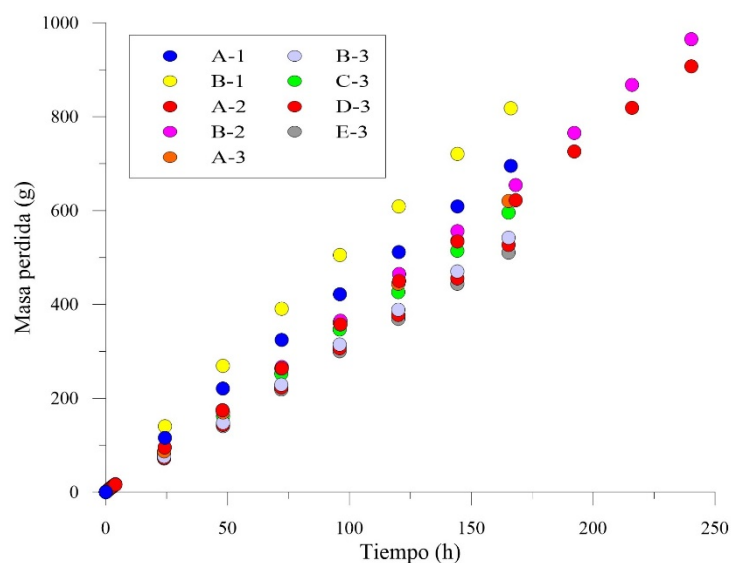


Figura 36. Masa perdida en bandejas con agua. A-1, B-1, A-2 y B-2 agua, y C-1 agua con sal.

La evaporación potencial tiene una tendencia constante y dispersa. La velocidad de evaporación (en masa) varía entre 2.8 y 5.8 g/h (Figura 37).

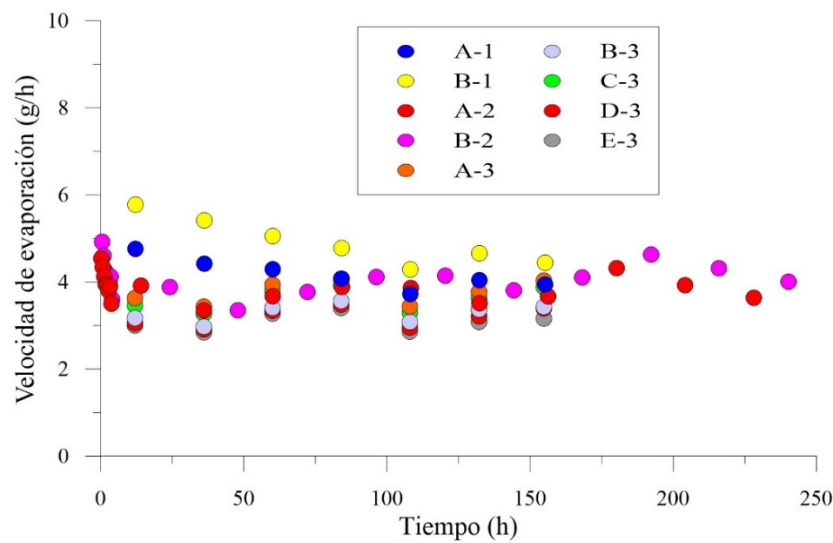


Figura 37. Evaporación potencial en la fase 1 y 2. A-1, B-1, A-2 y B-2 agua, y C-1 agua con sal.

La masa perdida en las muestras de suelo se presenta en la Figura 38. En las muestras se distinguen tres fases, la primera con una pérdida constante de agua, seguida de una fase de transición y la última donde la muestra ha secado y la evaporación es prácticamente nula con un contenido de agua residual.

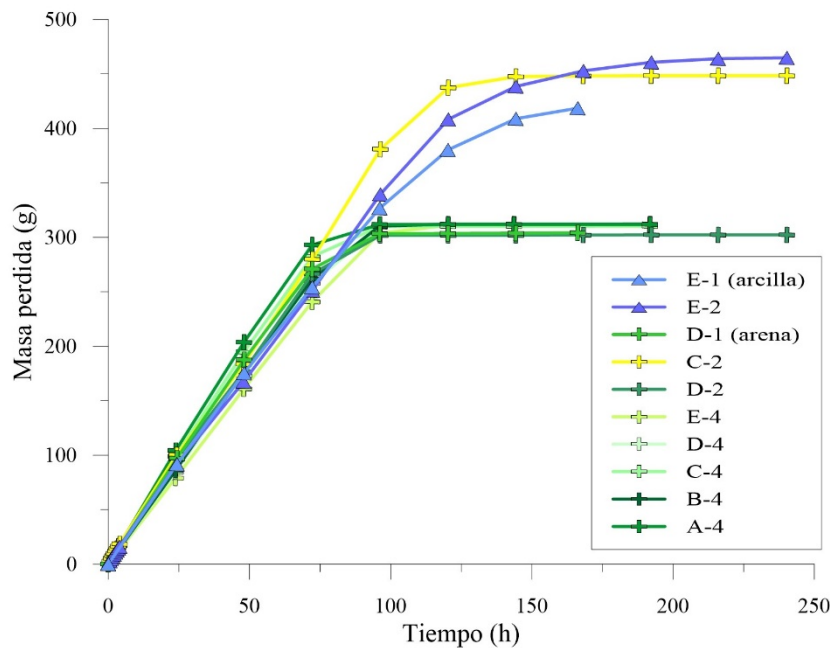
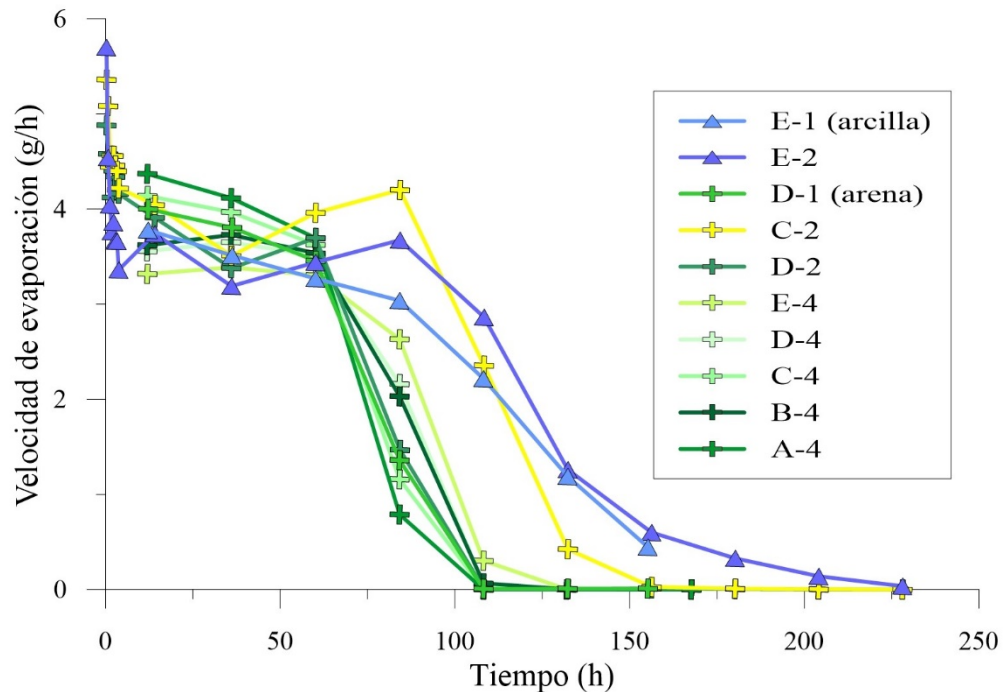
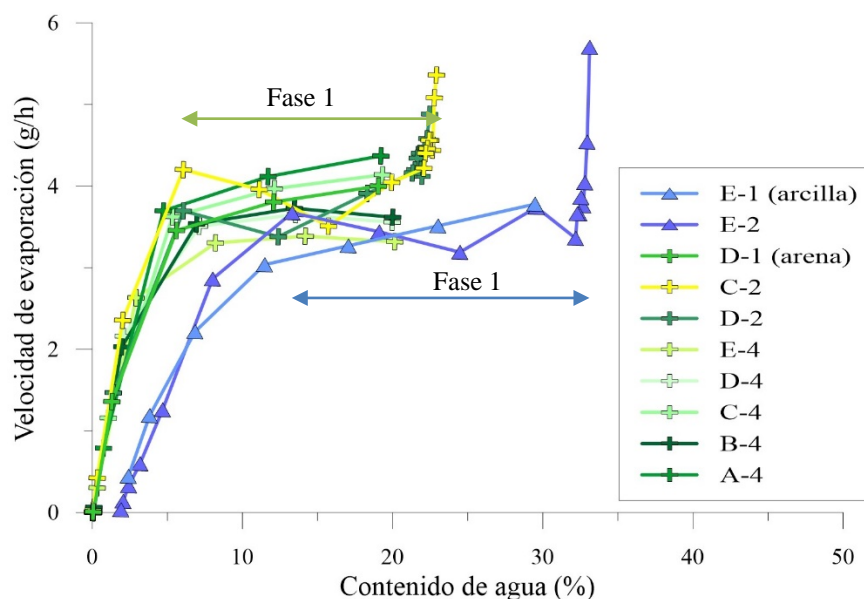


Figura 38. Masa perdida en bandejas con suelo. D-1 arena e=2cm, E-1 arcilla e=2cm, C-2 arena e=3cm, D-2 arena e=2cm y E-2 arcilla e=2cm.

En la Figura 39 se observa que la evaporación real tiene una tendencia constante entre 3 y 5 g/h en la fase inicial. La pendiente del descenso de velocidad es más suave en las muestras arcillosas (E-1 y E-2) mientras que las muestras de arena (D-1, C-2, D-2, A-4, B-4, C-4 y D-2) tienen una pendiente mayor.



En la Figura 40 se observa la velocidad de evaporación versus el contenido de agua. Se diferencian dos etapas en la evaporación, la primera con una velocidad constante y la segunda fase la velocidad decrece. En muestras de arena la fase 1 termina cuando el contenido de agua es 5% y en la arcilla cuando el contenido de agua es 12%.



En todas las fases se mantuvo la misma distribución de las bandejas, tal como se observa en la Figura 41. Se observa que las bandejas ubicadas en la posición V y W el nivel de evaporación es mayor y las posiciones X, Y y Z tienen una evaporación similar.

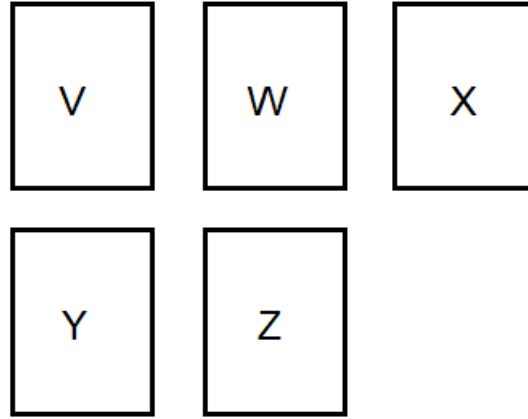


Figura 41. Esquema de las posiciones de las bandejas.

Se estima que este fenómeno es producido porque las condiciones ambientales de las bandejas V y W son diferentes a las bandejas X, Y y Z. Por este motivo, para comparar la evaporación real con la evaporación potencial en cada fase, se dispuso corregir el valor de la evaporación potencial.

La relación entre la evaporación real y evaporación potencial se presentan en la Figura 42. La evaporación real es menor que la potencial, en la fase inicial se observan que los valores E_a/E_p están entre un rango de 1 y 0.8.

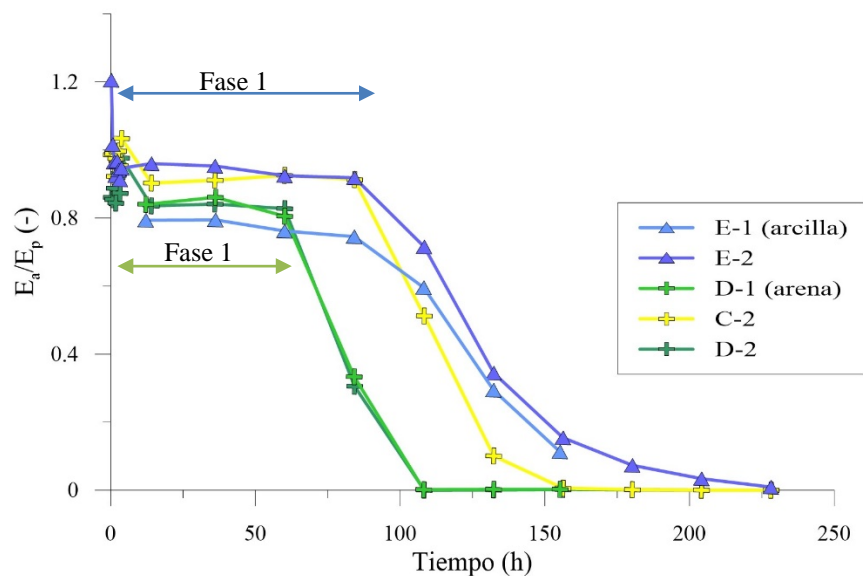


Figura 42. Evaporación relativa (E_a/E_p) versus tiempo (t).

La variación de contenido de agua (gravimétrico) de las muestras de arcilla y arena se muestran en la Figura 43. Las muestras de arcilla y arena comienzan con un contenido

gravimétrico de humedad de 33% y 24%, respectivamente. La arcilla llega a un valor residual de 2% aproximadamente y la arena tiene un valor residual muy pequeño casi 0%. La bandeja C-2 tiene una pendiente distinta al resto de bandejas con arena, porque C-2 tiene una altura mayor (3 cm).

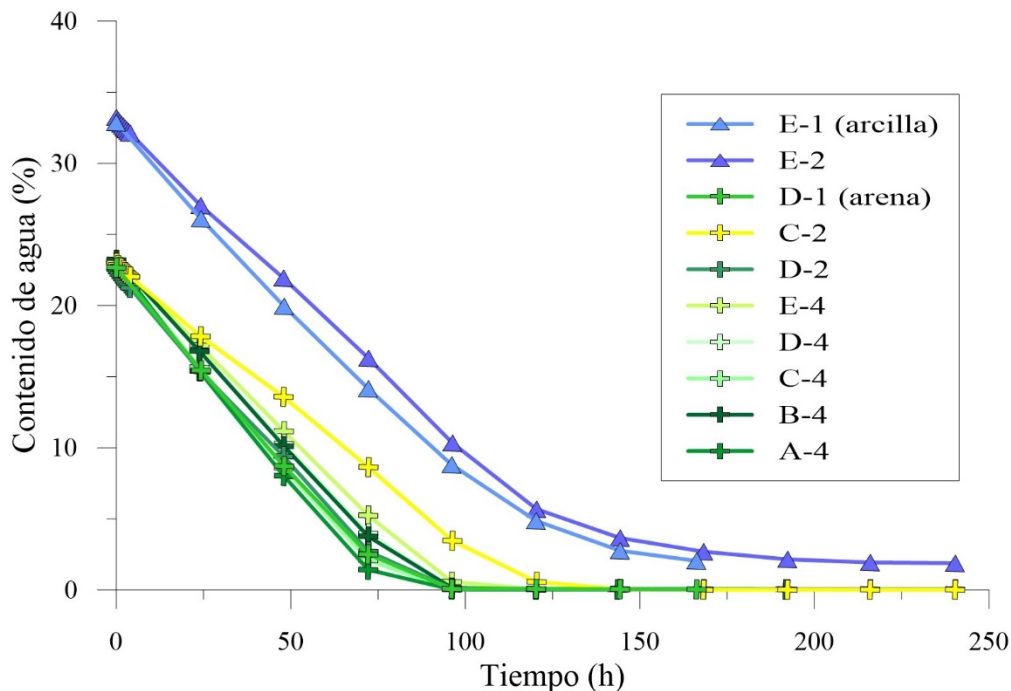


Figura 43. Contenido de agua versus tiempo en ensayos sin viento.

3.3 Ensayos con efecto del viento

Para observar el comportamiento de los suelos bajo la acción del viento, se utilizó un ventilador de escritorio de 45 W de potencia. Los ensayos se hicieron en la misma zona del cuarto donde se realizaron los ensayos sin viento. Se realizaron varias fases de ensayos con diferentes posiciones del ventilador para observar la influencia de la dirección del viento.

Una desventaja de estos ensayos es que no se pueden realizar en simultáneo para diferentes muestras. Por consiguiente, no se puede comparar la evaporación relativa (E_a/E_p) debido a las fluctuaciones que se pueden tener en las variables atmosféricas (humedad y temperatura) del cuarto.

3.3.1 Primera etapa con viento

En la primera etapa el ventilador se colocó en posición vertical para que el flujo de viento sea paralelo a la superficie del suelo, tal como se observa en la Figura 44. La evaporación se evaluó por peso o la cantidad de masa de agua evaporada. En la Tabla 10 se resume el contenido de las bandejas. Las muestras de arena se prepararon con una humedad entre 24 y 25% y las muestras de arcilla con una humedad entre 30 y 34%.

Tabla 10. Contenido de las bandejas en la primera etapa de ensayos con viento.

Bandeja	Muestra	Masa total inicial (g)	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)	w ₀ (%)	w _f (%)
WW1-1	Agua (e=17mm)	1817.6	1817.6	554.79	-	-
WW1-2	Agua (e=17mm)	1758.8	1758.8	777.18	-	-
WS1-1	Arena (e=17mm)	1740.3	347.2	4.1	24.9	0.3
WS1-2	Arena (e=17mm)	1740.2	347.1	15.1	24.9	1.1
WS1-3	Arena (e=17mm)	1725.8	332.7	4.1	23.9	1.4
WC1-1	Arcilla (e=22mm)	1896.8	482.1	34.6	34.1	2.4
WC1-2	Arcilla (e=22mm)	1915.8	442.1	37.0	30.0	2.5



Figura 44. Bandeja para muestras y ventilador de escritorio en la primera fase de ensayos.

En la primera fase se registra la masa de la muestra cada hora en un rango de 8 a 10h y después al siguiente día con el mismo intervalo. Las mediciones se hicieron de forma manual. En la Figura 45 se observa la cantidad de masa perdida en la muestra. El agua en las bandejas con agua (WW1-1 y WW1-2) tiene una pérdida lineal.

La evolución de velocidad de evaporación de todas las bandejas en la etapa 1 se observa en la Figura 46. En las bandejas con agua se observa un descenso de la velocidad de evaporación en las dos primeras horas, esto probablemente por un descenso de la temperatura debido al cambio de fase. La evaporación potencial promedio es igual a 28 g/h (12.4 mm/d). En el caso de la arena y la arcilla la fase 1 no tiene una velocidad de evaporación constante y tiene una tendencia descendente. La arcilla tiene mayores

velocidades de evaporación que la arena. No obstante, la velocidad de evaporación en la arcilla es menor que en el agua.

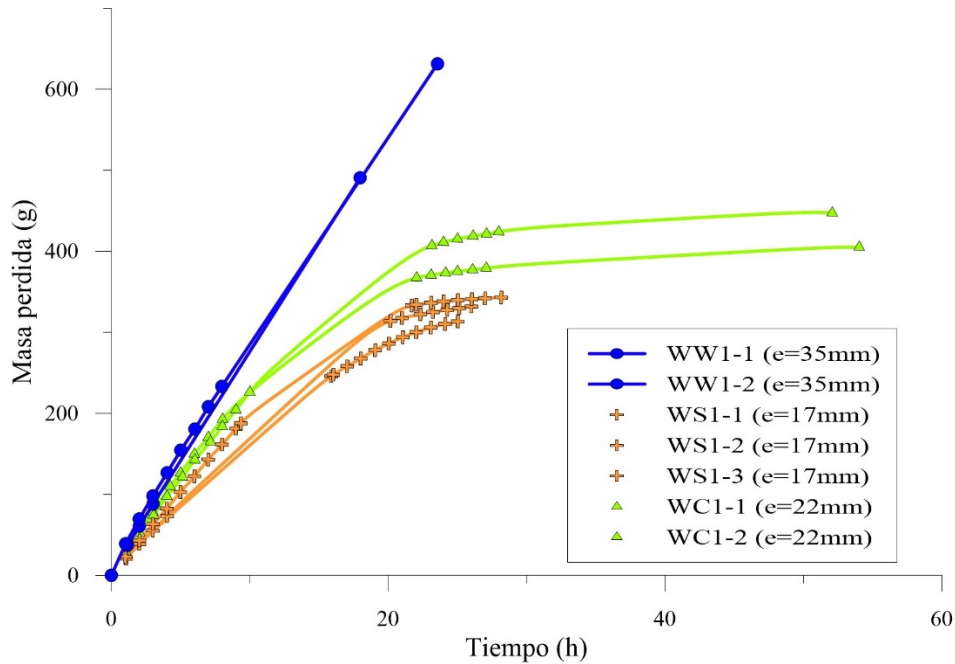


Figura 45. Masa perdida acumulada en ensayos WW1 (agua), WS1 (arena) y WC1 (arcilla) con ventilador horizontal.

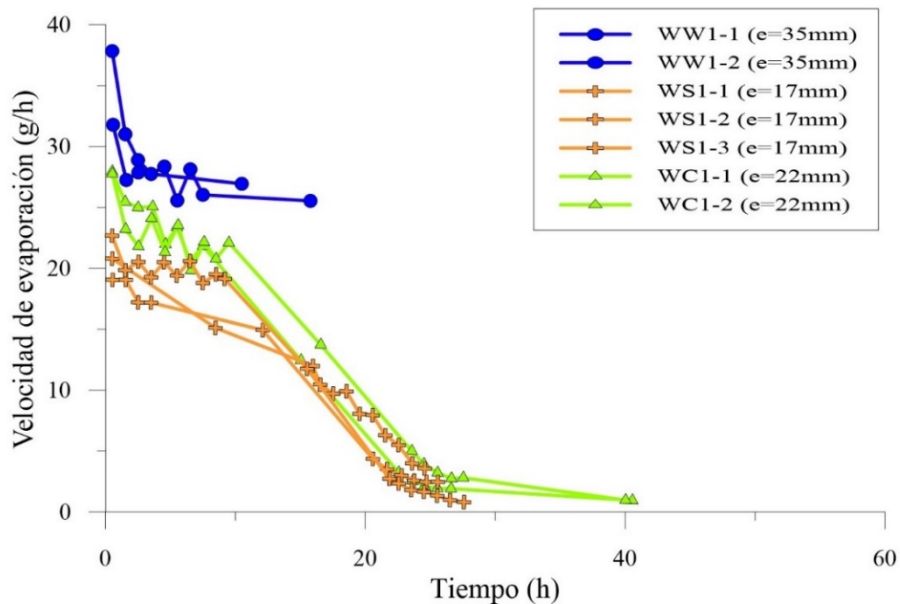


Figura 46. Velocidad de evaporación en ensayos WW1 (agua), WS1 (arena) y WC1 (arcilla) con ventilador horizontal.

En la Figura 47 y Figura 48 se presenta la evolución del agrietamiento de las muestras WC1-1 y WC1-2, respectivamente. El agrietamiento entre ambas muestras tiene diferencias, probablemente porque la muestra WC1-2 tiene menor contenido de humedad (30%) al inicio del ensayo comparado con la muestra WC1-1 (33%). La mayor intensidad

del agrietamiento para W1-1 se presenta entre 6 y 9h, mientras para W1-2 se presenta entre 4 y 7h. Además las muestras de arcilla muestran un cambio de tonalidades durante su proceso de secado.

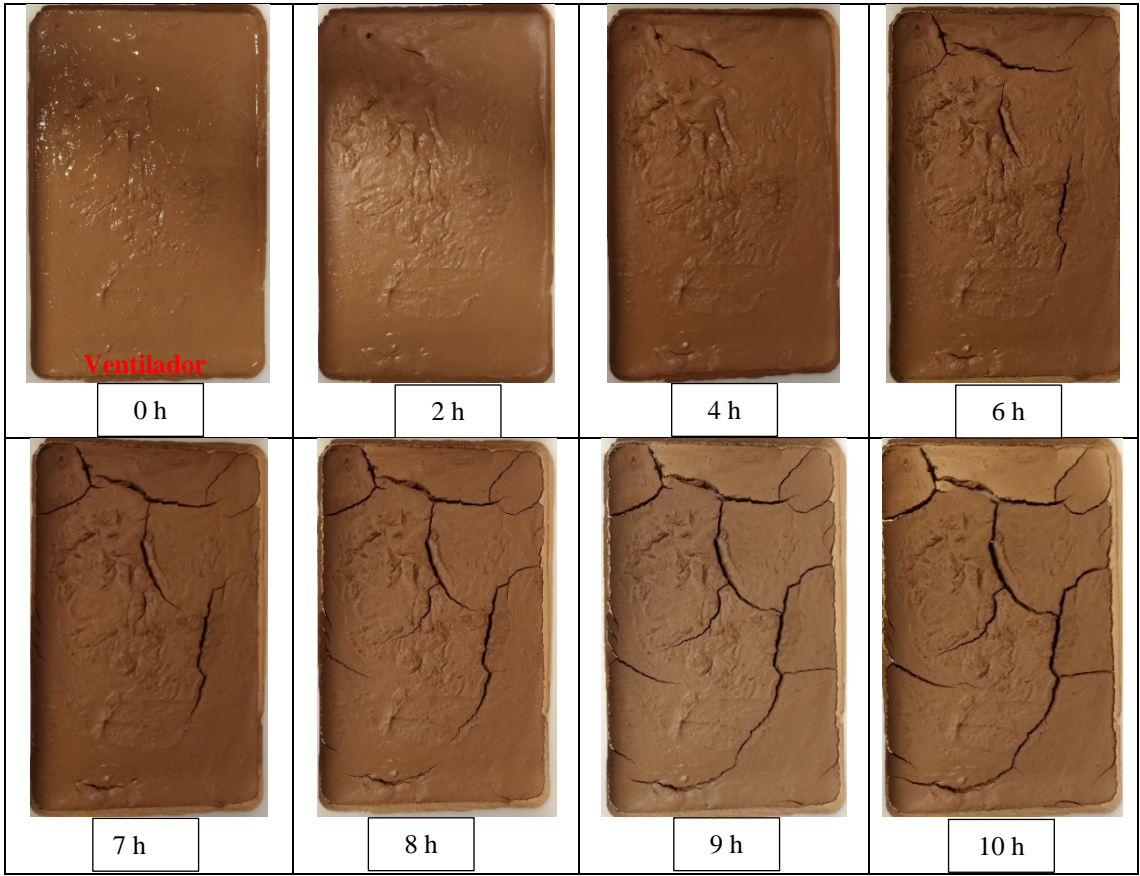
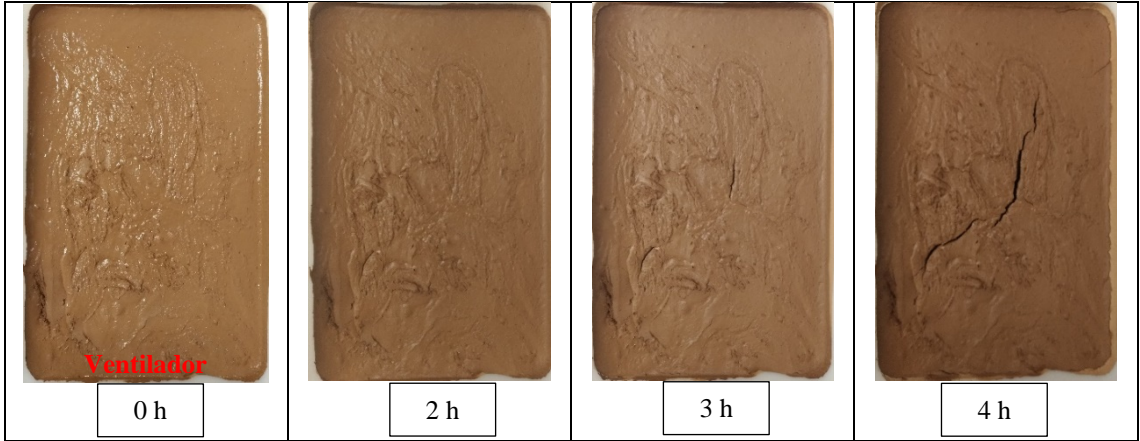


Figura 47. Evolución del agrietamiento de la muestra WC1-1.



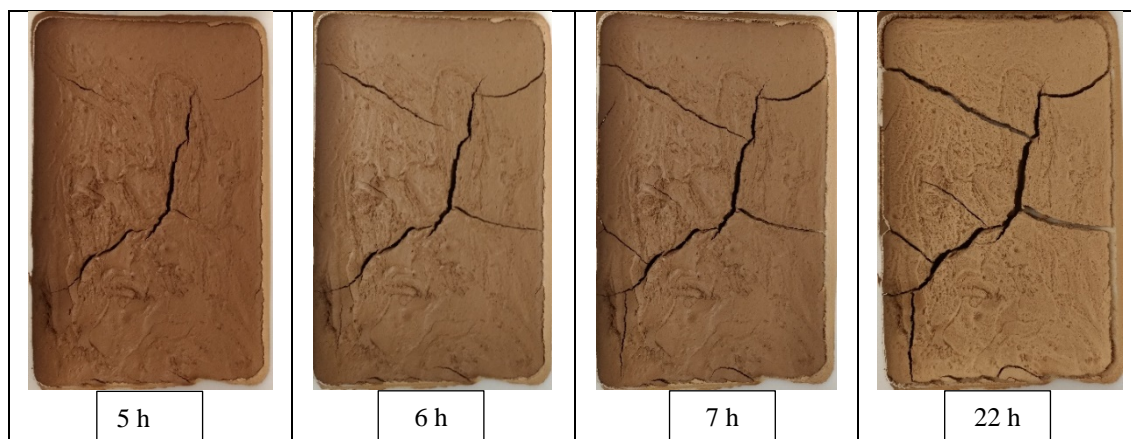


Figura 48. Evolución del agrietamiento de la muestra WC1-2.

3.3.2 Segunda etapa

En esta etapa se mantuvieron las posiciones del ventilador y la bandeja de la etapa anterior (ver Figura 44). Sin embargo, en la segunda etapa se observó menores demandas evaporativas en los ensayos, con excepción de la muestra WC2-2 que tiene una mayor velocidad de evaporación en la fase 1. En la Tabla 11 se presenta el contenido de las bandejas. En la Figura 49 se visualiza la pérdida de agua en las bandejas.

Tabla 11. Contenido de las bandejas en la segunda etapa de ensayos con viento.

Bandeja	Muestra	Masa total inicial (g)	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)	w ₀ (%)	w _f (%)
WW2-1	Agua (e=35mm)	1817.6	1817.6	554.8	-	-
WW2-2	Agua (e=35mm)	1758.8	1758.8	777.2	-	-
WW2-3	Agua (e=22mm)	1174.5	1174.5	732.0	-	-
WW2-4	Agua (e=22mm)	1186.3	1186.3	794.5	-	-
WS2-1	Arena (e=17mm)	1726.7	333.6	4.1	23.9	2.9
WS2-2	Arena (e=17mm)	1727.1	334.0	15.1	24.0	2.5
WC2-1	Arcilla (e=22mm)	1915.2	482.8	34.6	33.7	3.0
WC2-2	Arcilla (e=22mm)	1919.6	479.3	37.0	33.3	5.1

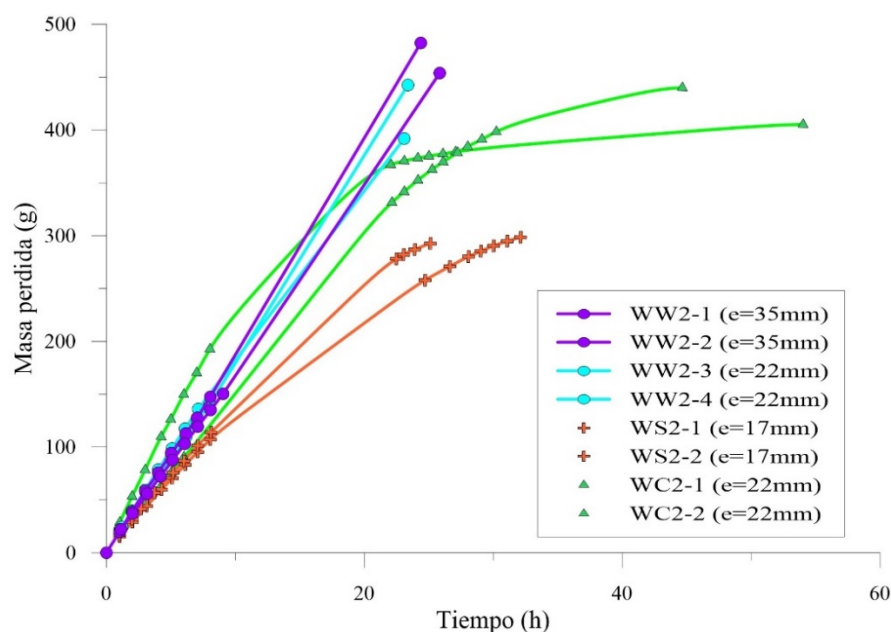


Figura 49. Masa perdida acumulada en ensayos WW2 (agua), WS2 (arena) y WC2 (arcilla) con ventilador horizontal.

En la Figura 50 se presenta las velocidades de evaporación de las bandejas de la etapa 2 de ensayos. La evaporación potencial varía en un rango de 21 a 16 g/h (9.3 a 7.1 mm/d) con un promedio de 18 g/h (8 mm/d). Similar a la etapa anterior, durante la fase 1 la velocidad de evaporación es decreciente.

En la arena se nota menores velocidades de evaporación, con excepción de la muestra WC2-2. Posiblemente, esto ocurrió por cambios en el ambiente del cuarto donde se realizaron los ensayos, que a pesar de tener temperatura y humedad relativa controladas, presentaba pequeñas variaciones alrededor de unos valores prefijados.

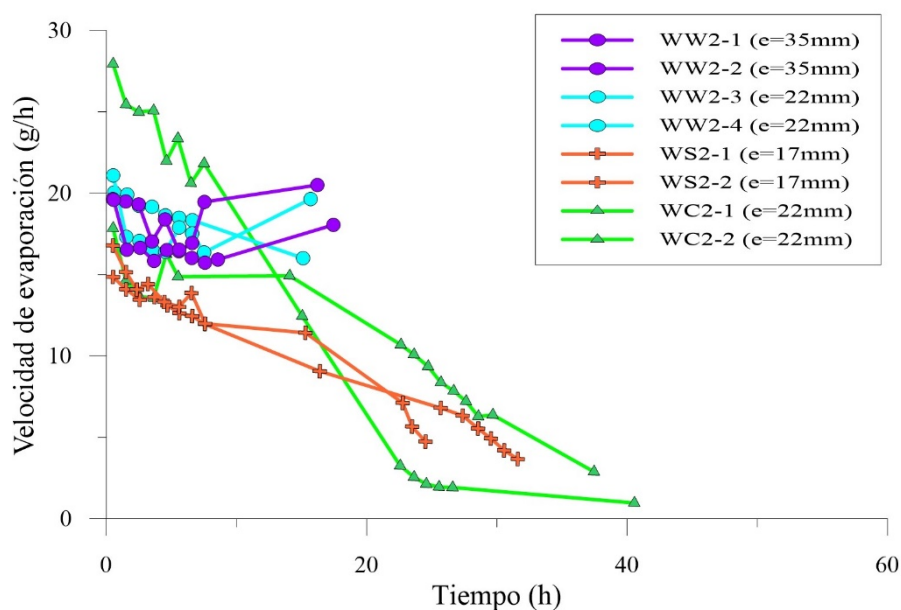


Figura 50. Velocidad de evaporación en ensayos WW2 (agua), WS2 (arena) y WC2 (arcilla) con ventilador horizontal.

En la Figura 51 y Figura 52 se presenta la evolución del agrietamiento de la bandeja WC2-1 y WC2-2, respectivamente. En esta etapa no se observó agrietamiento durante las primeras 8 h. No se tiene registro fotográfico entre las 8 y 22h y se desconoce los lapsos de tiempo donde se produce el agrietamiento intensivo.

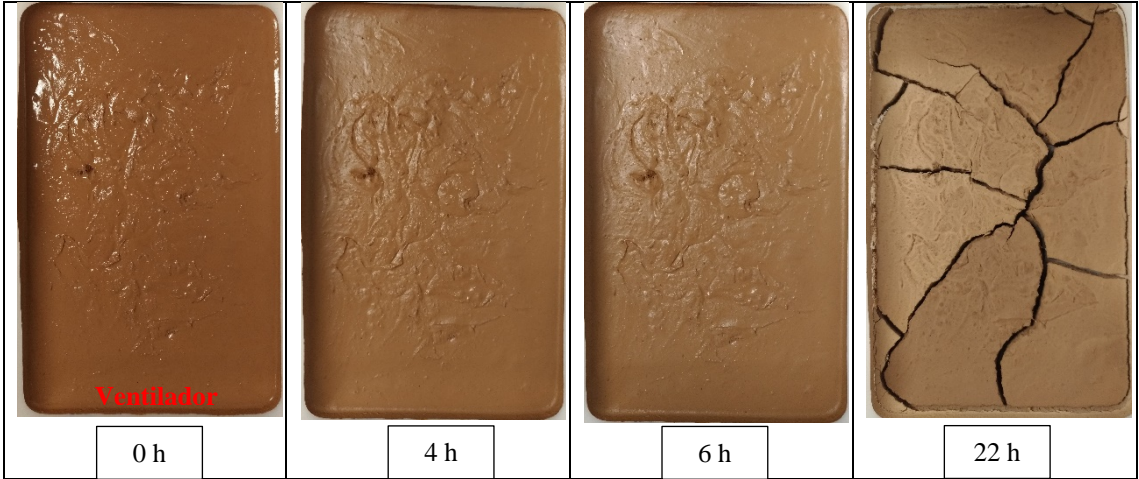


Figura 51. Evolución del agrietamiento de la muestra WC2-1.

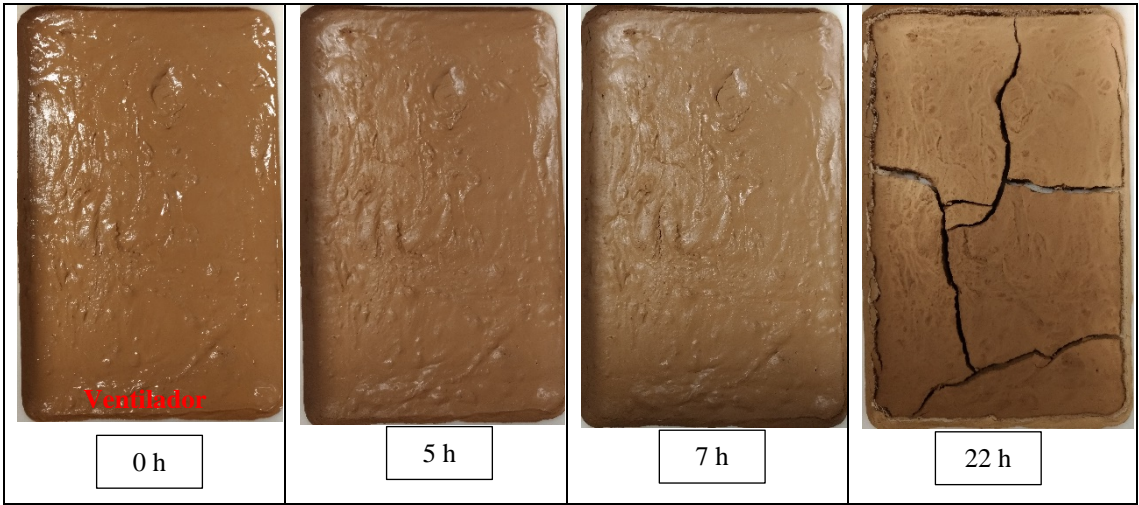


Figura 52. Evolución del agrietamiento de la muestra WC2-2.

3.3.3 Tercera etapa

En esta etapa de ensayos se compara la evaporación en una bandeja con arena llenada al ras con una bandeja con agua manteniendo el nivel constante en el borde de la bandeja. La bandeja con agua se recargaba cada hora hasta completar el contenido inicial de agua. El objetivo de esta etapa es observar si existen variaciones en la evaporación debido a la altura libre entre la superficie del agua y el borde de la bandeja. En la Tabla 12 se muestra el contenido de las bandejas.

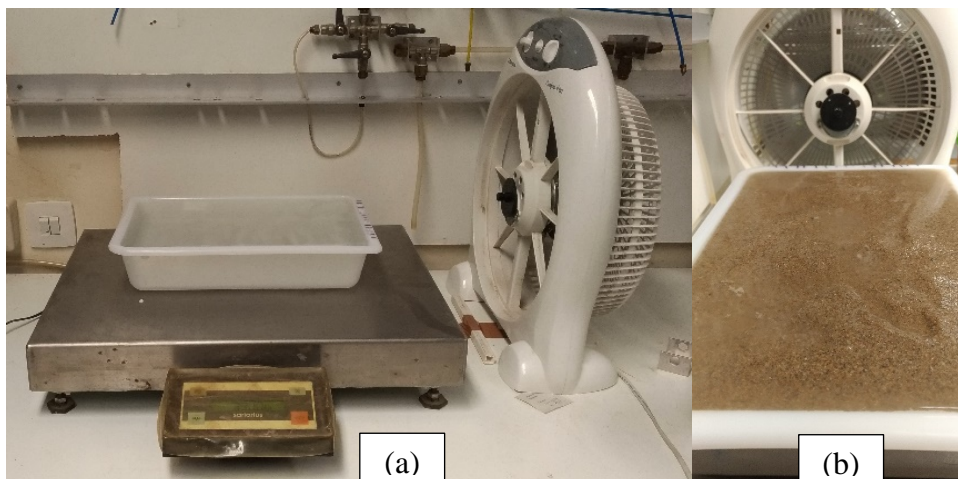


Figura 53. Posición de las bandejas. (a) Bandeja con agua. (b) Bandeja con arena.

Tabla 12. Contenido de las bandejas en la tercera etapa de ensayos con viento.

Bandeja	Muestra	Masa total inicial (g)	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)	w ₀ (%)
WW3	Agua (e=65mm)	3900.0	3900.0	-	-
WS3	Arena (e=65mm)	7276.9	1312.0	1196.0	22.0

En la Figura 54 se presenta la cantidad de agua evaporada y en la Figura 55 la evolución de la velocidad de evaporación durante 7 h. Se observa que el agua evapora linealmente con el tiempo, esto se traduce en una velocidad de evaporación más o menos constante entre un rango de 15.5 y 21 g/h (6.9 y 9.3 mm/d).

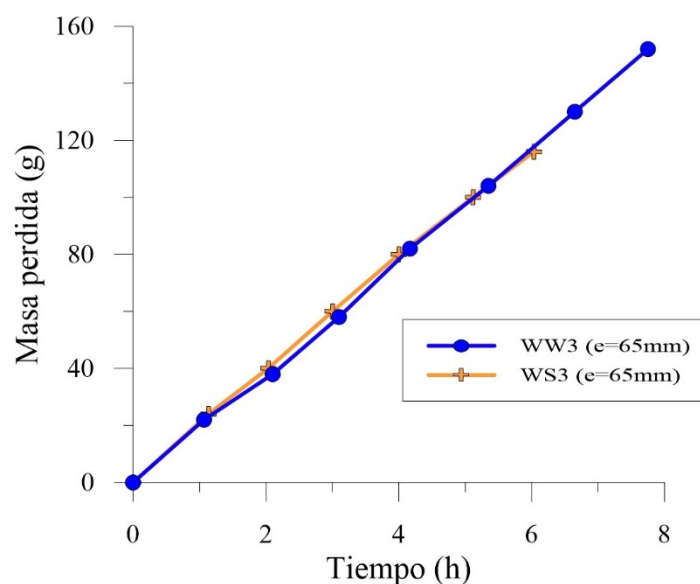


Figura 54. Masa perdida acumulada en ensayos WW3 (agua) y WS3 (arena) con ventilador horizontal.

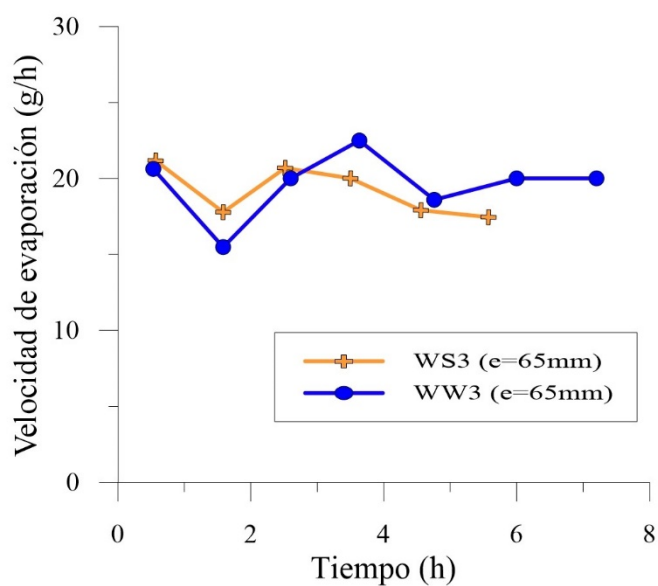


Figura 55. Velocidad de evaporación en ensayos WW3 (agua) y WS3 (arena) con ventilador horizontal.

3.3.4 Cuarta etapa

En la cuarta etapa tiene la intención de evaluar la influencia de la dirección del flujo de aire. Se colocó el ventilador en la posición más inclinada posible (ver Figura 56). El resumen del contenido de las bandejas se presenta en la Tabla 13.

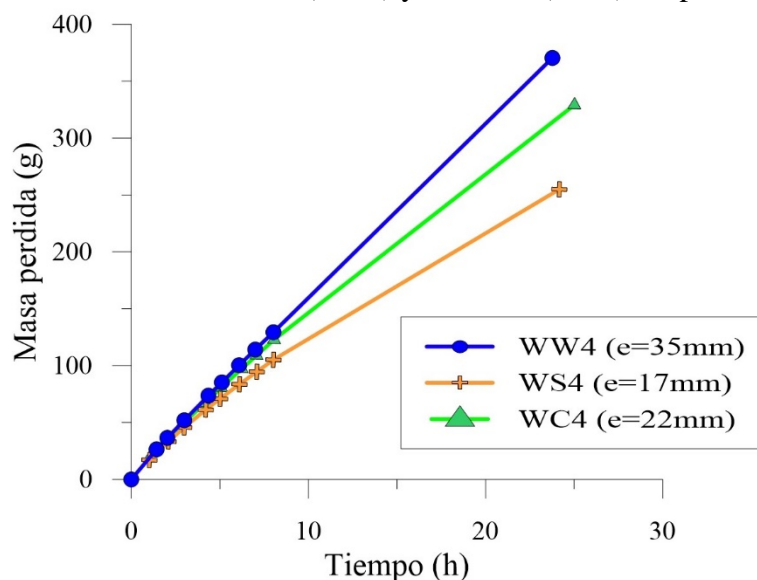


Figura 56. Posición inclinada del ventilador en la etapa 4.

Tabla 13. Contenido de las bandejas en la cuarta etapa de ensayos con viento.

Bandeja	Muestra	Masa total inicial (g)	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)	w ₀ (%)	w _f (%)
WW4	Agua (e=35mm)	1836.0	1836.0	1465.45	-	-
WS4	Arena (e=17mm)	1734.2	347.1	92.2	24.5	6.2
WC4	Arcilla (e=22mm)	1921.2	474.9	145.7	32.8	10.1

En la Figura 57 y Figura 58 se presenta la cantidad de agua evaporada y la evolución de la velocidad de evaporación. Las mediciones se registraron cada hora durante las primeras 8 h y a las 24 h aproximadamente. Durante las primeras horas se observa una pérdida de agua que varía linealmente con el tiempo. La evaporación potencial varía entre 15 y 18 g/h (6.7 y 8.2 mm/d). Se registró mayor velocidad de evaporación en las muestras de agua, seguido de la muestra de arcilla (WC4) y de arena (WS4), respectivamente.

**Figura 57. Masa perdida acumulada en ensayos WW4 (agua) y WS4 (arena) con ventilador horizontal.**

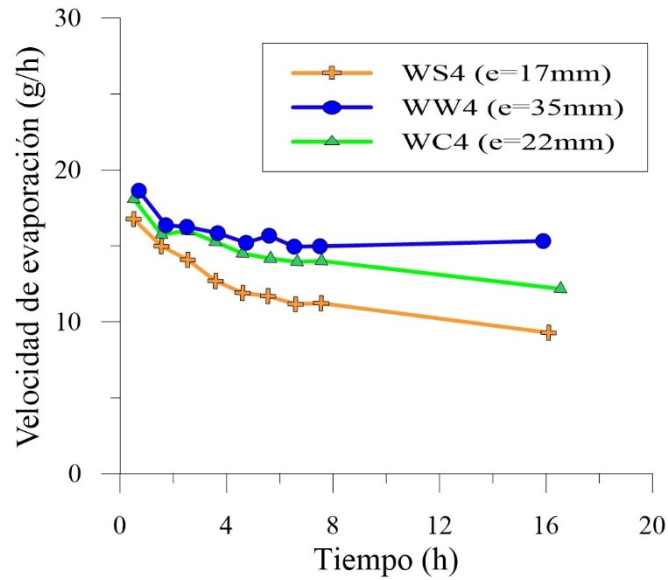


Figura 58. Velocidad de evaporación en ensayos WW4 (agua) y WS4 (arena) con ventilador horizontal.

3.3.5 Quinta etapa

La posición del ventilador en esta etapa de ensayos se mantuvo de forma inclinada y se acercó más hacia la posición de las bandejas (ver Figura 59). En la Tabla 24 se resume el contenido de las bandejas.



Figura 59. Posición inclinada del ventilador en la etapa 5.

Tabla 14. Contenido de las bandejas en la quinta etapa de ensayos con viento.

Bandeja	Muestra	Masa total inicial (g)	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)	w ₀ (%)	w _f (%)
WW5	Agua (e=35mm)	1814.1	1814.1	1247.0	-	-
WS5	Arena (e=17mm)	1727.1	334.0	10.4	24.0	0.7
WC5	Arcilla (e=22mm)	1919.0	475.3	55.2	32.9	3.8

En la Figura 60 se muestra la cantidad de agua evaporada durante el secado de la muestra. La evaporación es más o menos constante durante las primeras horas. En la muestra de agua se observa que entre las 8 y 24 h hay un cambio de pendiente a mayor, es decir, se produce un aumento de la demanda evaporativa. En esta etapa de ensayos se observa que hay más evaporación en la muestra de arcilla seguida de la muestra de arena, este fenómeno es producido por el aumento de la demanda evaporativa que se observa en las últimas horas del ensayo en la muestra de agua.

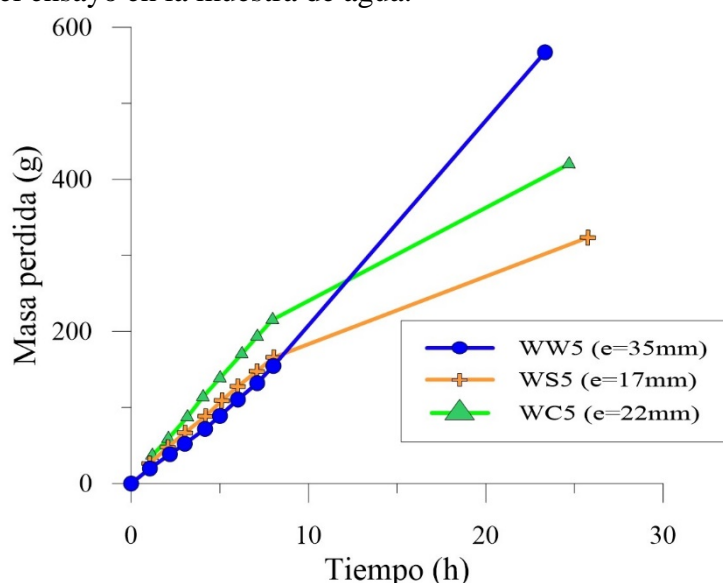


Figura 60. Masa perdida acumulada en ensayos WW5 (agua), WS5 (arena) y WC5 con ventilador horizontal.

La Figura 61 muestra la evolución de la velocidad de evaporación durante el secado de las muestras. La evaporación potencial tiene una tendencia a aumentar. Durante las primeras horas la velocidad de evaporación es mayor en la arcilla seguida de la arena y del agua, respectivamente.

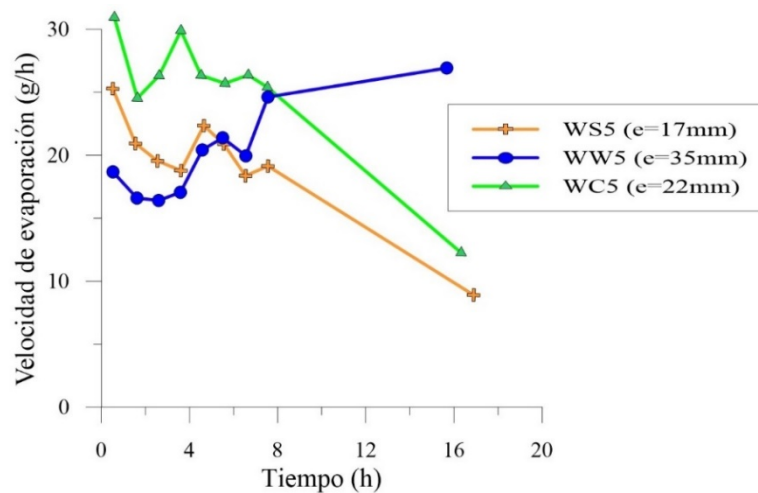


Figura 61. Velocidad de evaporación en ensayos WW5 (agua), WS5 (arena) y WC5 con ventilador horizontal.

En la muestra de arcilla (WC5) el agrietamiento empieza a ser más notorio a partir de la cuarta hora (ver Figura 62). Existió mayor asentamiento en la zona próxima al ventilador y también se notó el cambio del tono del color que comenzó en esta zona, un indicativo que las condiciones no fueron uniformes en toda la superficie de la muestra y en esta zona existió mayor evaporación.

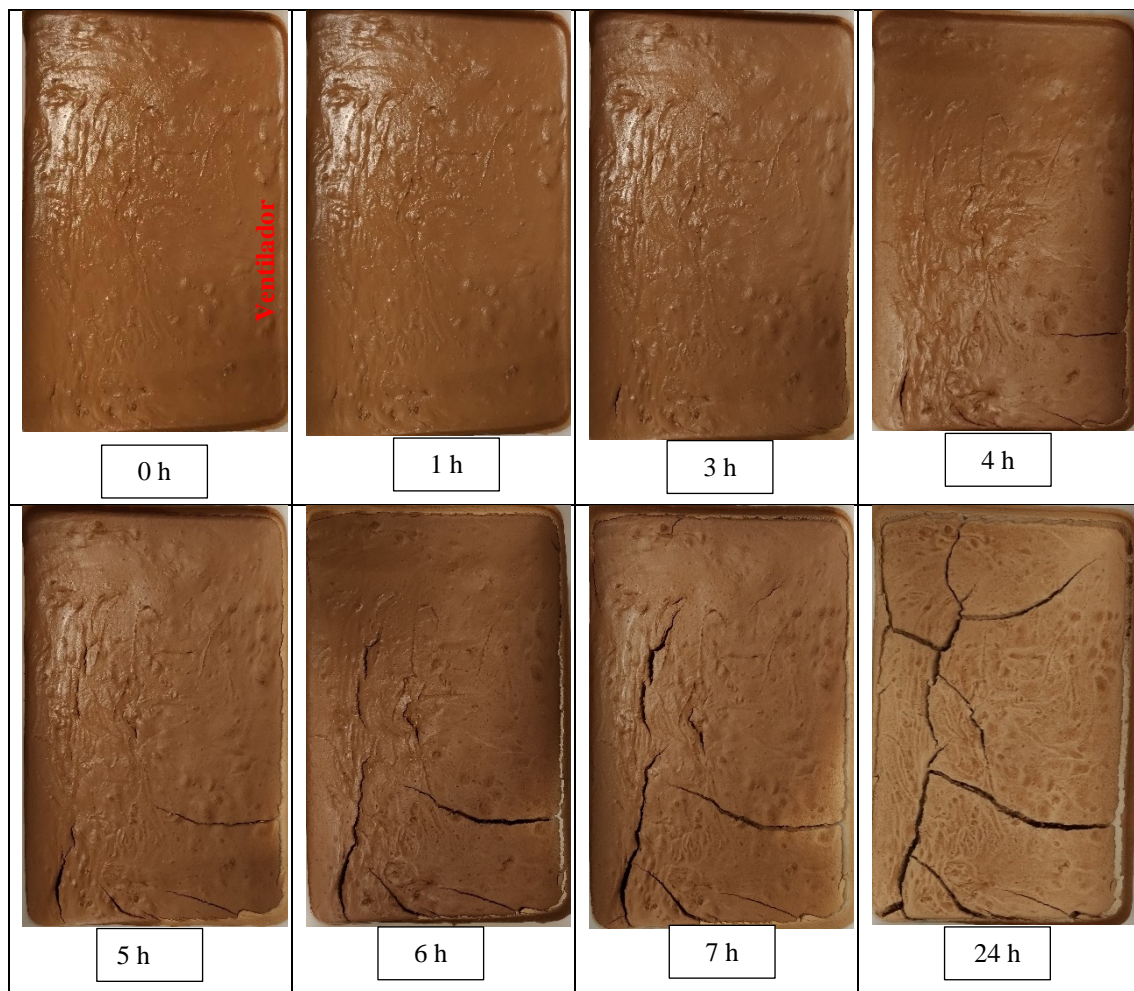


Figura 62. Evolución del agrietamiento de la muestra WC5.

3.3.6 Sexta etapa

En la etapa 6 de ensayos la posición del ventilador tiene una posición similar a la etapa 5 (ver Figura 63). El contenido de las bandejas se resume en la Tabla 15.



Figura 63. Posición inclinada del ventilador en la etapa 6.

Tabla 15. Contenido de las bandejas en la sexta etapa de ensayos con viento.

Bandeja	Muestra	Masa total inicial (g)	Masa de agua inicial (g)	Masa de agua final (g)	w ₀ (%)	w _f (%)
WW6	Agua (e=35mm)	1883.3	1883.3	1515.4	-	-
WS6	Arena (e=17mm)	1744.6	351.5	91.8	25.2	6.6
WC6	Arcilla (e=22mm)	2106.7	515.7	182.9	32.4	11.5

En la Figura 64 se muestra la cantidad de agua evaporada durante el ensayo en cada bandeja. Durante las primeras horas la bandeja con arcilla (WC6) evapora más agua que la bandeja que contiene sólo agua (WW6) y la bandeja con arena (WS6) evapora menos agua que las otras dos bandejas.

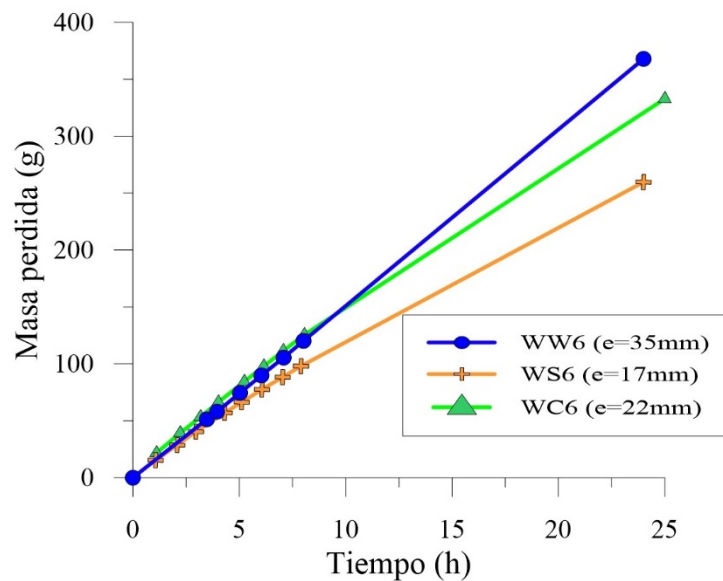


Figura 64. Masa perdida acumulada en ensayos WW6 (agua), WS6 (arena) y WC6 con ventilador horizontal.

En la Figura 65 se presenta la evolución de la velocidad de evaporación durante el secado de las muestras. La evaporación potencial es más o menos constante y superior a la velocidad de evaporación en la bandeja de arena (WS6). Durante las primeras horas la velocidad de evaporación en la bandeja de arcilla es mayor a la velocidad potencial. Las velocidades de evaporación en las muestras de suelo tienen una tendencia decreciente.

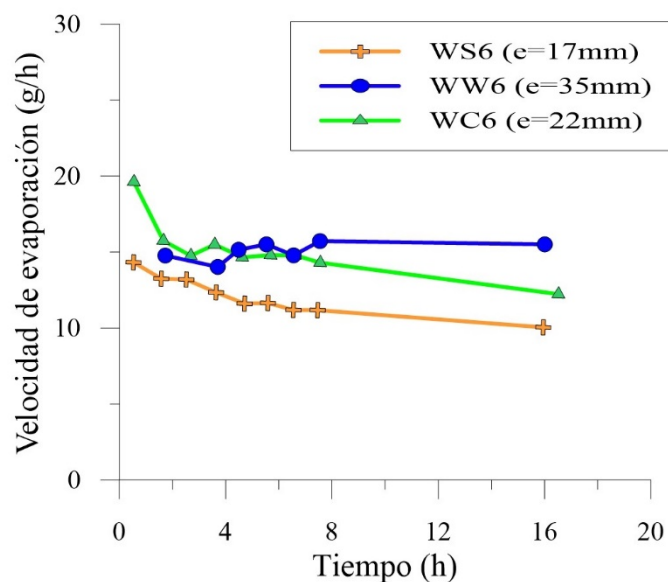


Figura 65. Velocidad de evaporación en ensayos WW6 (agua), WS6 (arena) y WC6 con ventilador horizontal.

Un registro fotográfico de la evolución del agrietamiento en la bandeja WC6 se muestra en la Figura 66. A partir de la cuarta hora se observa la aparición de una grieta pequeña que comienza a extenderse hasta la octava hora. Entre 8 y 25h no se tiene registro

fotográfico, sin embargo, a las 25 h se observa que el agrietamiento no presenta mayor evolución.

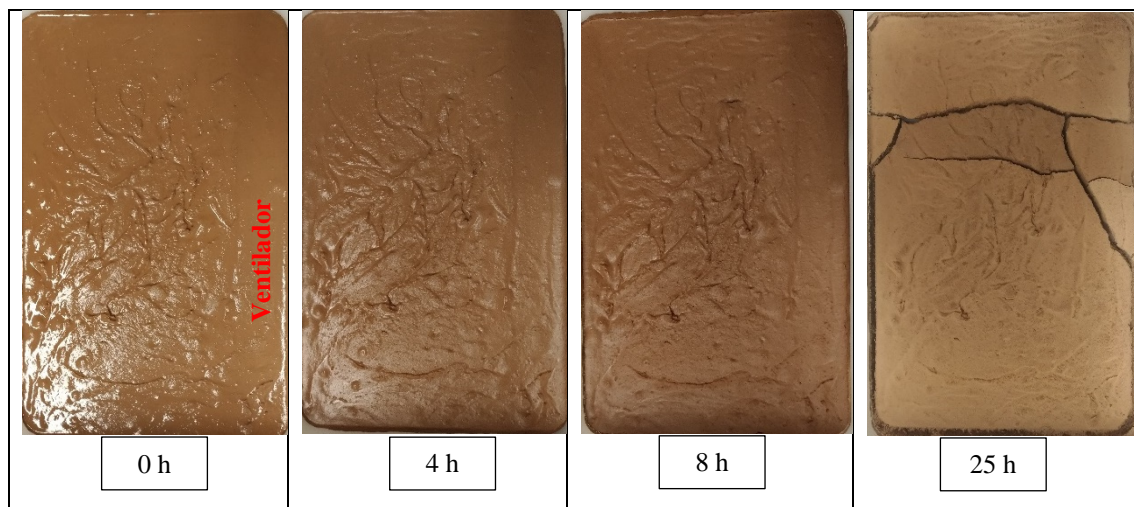


Figura 66. Evolución del agrietamiento de la muestra WC5.

3.3.7 Comparación de ensayos con viento

La Figura 67 compara la velocidad de evaporación versus el contenido de humedad entre todos los ensayos con viento. La velocidad de evaporación en la fase 1 es decreciente en todos los ensayos, esto es producido por la acción del viento. Sin embargo, en la fase 2 se observa similares velocidades de evaporación para los mismos contenidos de agua. Además, las velocidades de evaporación en las muestras de arcilla son mayores a las muestras de arena y existe mayor separación entre las curvas de secado de la arena y la arcilla comparando con los ensayos sin viento.

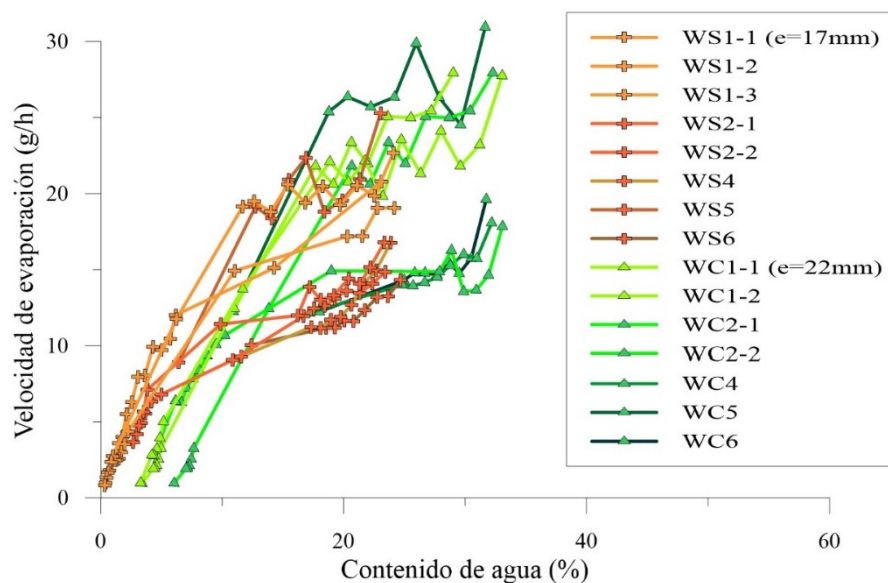


Figura 67. Velocidad de evaporación y contenido agua en ensayos con velocidad del viento.

La variación de contenido gravimétrico de agua se muestra en la Figura 68. Al inicio se observa descensos más o menos lineales, sin embargo hace falta mediciones intermedias para describir mejor la curva. Además, las muestras necesitaron más tiempo para encontrar los contenidos de agua residuales.

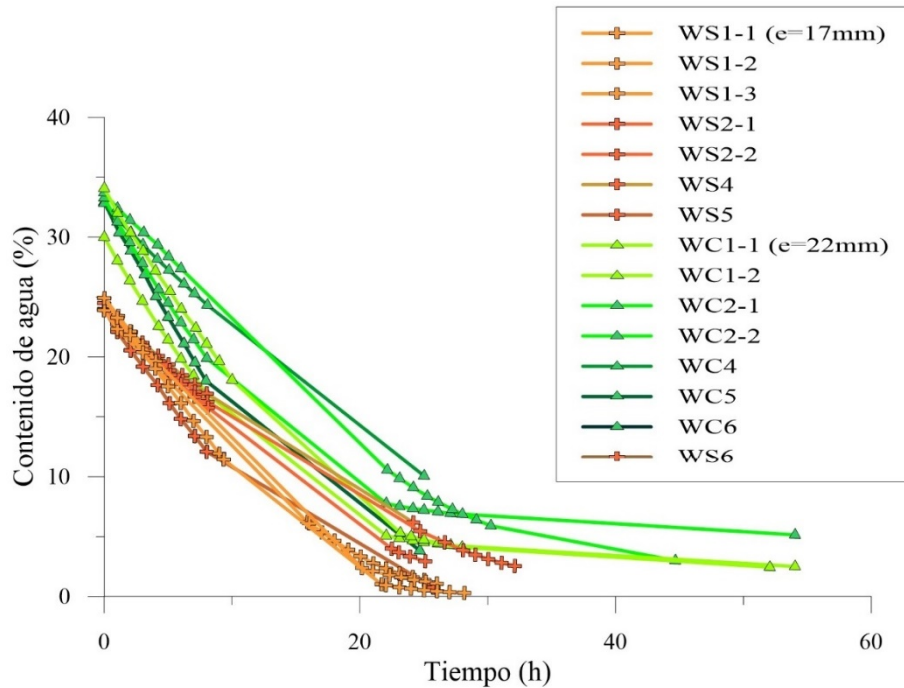


Figura 68. Contenido de agua versus tiempo en ensayos con velocidad del viento.

4 Ensayos en cámara ambiental

Los ensayos se realizaron en bandejas con un área promedio de 1300 cm² en una cámara ambiental con la ventaja de que la temperatura del aire es controlada y humedad relativa puede ser impuesta.

4.1 Descripción de la cámara ambiental

La cámara ambiental fue diseñada y construida por Lakshmikantha (2009) en el Laboratorio de Mecánica de Suelos de la UPC para evaluar el agrietamiento de suelos por desecación. Otros estudios han utilizado la cámara ambiental (Cordero, Cuadrado, Ledesma, & Prat, 2014; Moreno, 2017; Romeral, 2016). A continuación se describe las partes utilizadas en los ensayos, la descripción completa o modificaciones realizadas al equipo se encuentran en las referencias.

4.1.1 Cuerpo de la cámara ambiental

El cuerpo de la cámara ambiental está hecho una tapa de metacrilato transparente con dimensiones de 1.0x1.0x1.5m que encaja sobre una base de PVC. El contacto entre la base y la tapa están diseñados para asegurar la fijación y evitar la entrada o salida de aire. El cuerpo tiene cuatro aberturas de 100 mm de diámetro conectadas al circuito cerrado del dehumidificador, dos para la entrada de aire seco y dos para la salida de aire húmedo. Adicionalmente se tienen dos aberturas herméticas para ajustes menores durante los ensayos.

La parte superior de la tapa está conectada a un sistema de poleas para subirla y bajarla al momento de colocar las muestras o sacarlas.

4.1.2 Dehumidificador

La humedad del ambiente de la cámara se controla con un dehumidificador comercial RECUSORB DR-010B de la empresa DST-Seibu Giken. En la Figura 69 se muestra una fotografía del dehumidificador con sus datos técnicos.


	Dehumidifier model	DR - 010B
	Nominal capacity ¹ (kg/h)	0,5
	Dry air flow ² (m ³ /h)	190
	Wet air flow ² (m ³ /h)	40
	Heater current ³ (A)	3
	Total power (kW)	0,8
	Supply fuse 230V / 50Hz (A)	10
	Weight (kg)	12

Figura 69. Imagen del dehumidificador y datos técnicos (DST-Seibu Giken).

El flujo volumétrico de aire seco se produce a $190 \text{ m}^3/\text{h}$ (considerando una densidad de $1.2 \text{ kg}/\text{m}^3$), su capacidad de dehumidificación es de $0.5 \text{ kg}/\text{h}$ para condiciones de 20°C y 60% de HR.

4.1.3 Higrómetro

Para medir humedad y temperatura en el ambiente se emplearon 3 higrómetros eléctricos de la marca Vaisala. Un dispositivo se colocó para medir sobre la superficie de la muestra (sin estar en contacto directo) para medir en la interface suelo-atmósfera. Los otros dos dispositivos se utilizaron para medir por encima de la superficie. No en todos los ensayos se utilizó esta configuración y en cada ensayo se especificará la ubicación de los dispositivos.

4.1.4 Balanza

El modelo original de la cámara ambiental incorpora tres células de carga INTERFACE® SSM fijadas a la base formando un triángulo centrado para medir la pérdida de peso. Sin embargo, el peso inicial de las muestras no era significativo con relación a la apreciación de las células de carga. Por tanto, se optó por medir la pérdida de humedad a través de una balanza marca Sartorius.

4.1.5 Cámara digital fotográfica

Una cámara fotográfica Olympus® C-5050Z se utilizó para registrar las mediciones del peso de las bandejas. La cámara se controló por computadora para tomar fotografías de manera automática con un determinado periodo de frecuencia. La cámara está ensamblada sobre un brazo mecánico en forma de L (ver Figura 70).

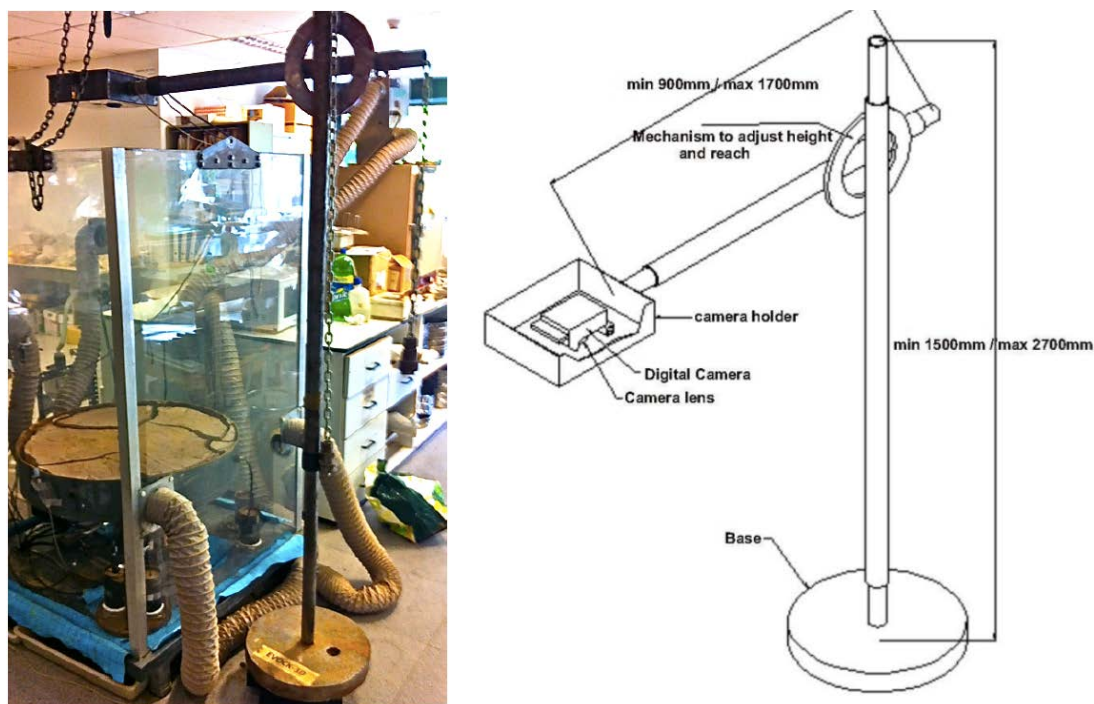


Figura 70. Imagen y esquema del brazo mecánico en forma de L para soporte de la cámara fotográfica digital (Romeral, 2016).

No todos los ensayos registraron las mediciones con ayuda de la cámara fotográfica. En cada ensayo se especifica qué método de registro se utilizó.

4.2 Ensayos con bandejas de agua con dehumidificador activado

En este ensayo se colocó 3714 g de agua y tuvo una duración de 70 h. En este ensayo sólo se utilizó un higrómetro y se colocó a un costado de la bandeja (ver Figura 71). Como objetivo se colocó que cada 30 segundos se verificase que la humedad relativa no sobrepasara el 30%.

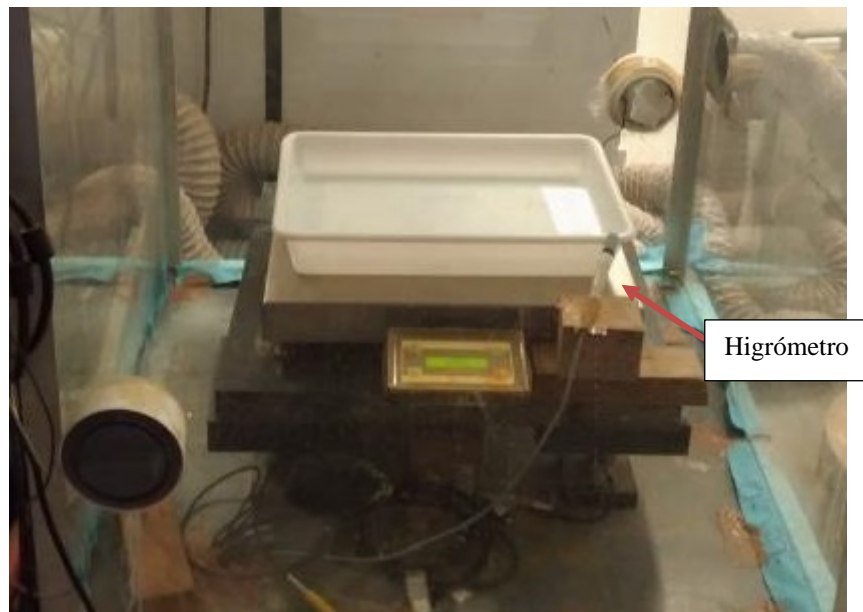


Figura 71. Esquema del ensayo CWD-1.

El registro de temperatura y humedad fue cada 5 min y el registro del peso se realizó de manera esporádica. En la Figura 72 se muestran los resultados de los ensayos. La temperatura varió entre un rango de 18.3 y 20.5°C con un promedio de 18.9°C, la humedad en un rango de 22.4 a 36.9% y un promedio de 29.8%. La pérdida de peso es lineal con una velocidad de evaporación promedio de 4.7 g/h (0.9 mm/d).

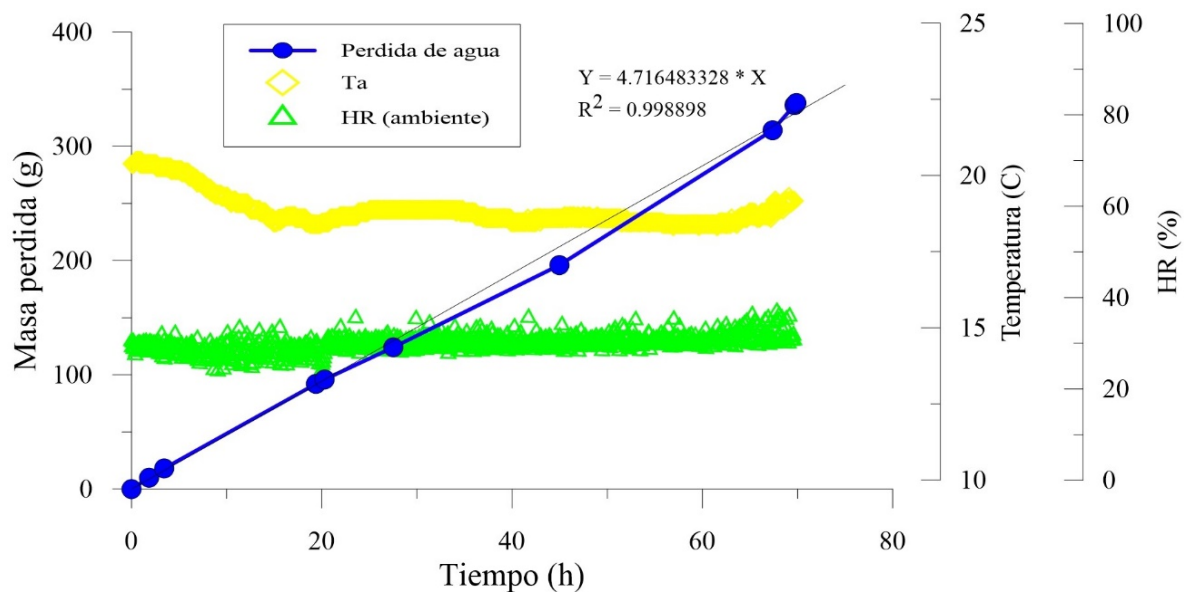


Figura 72. Registro pérdida de agua, temperatura ambiente (Ta) y humedad relativa ambiente (HR) del ensayo CWD-1.

Se realizó un segundo ensayo (CWD-2) con la diferencia que se utilizaron 3 higrómetros, tal como se observa en la Figura 73. Un higrómetro se colocó sobre la superficie de la muestra sin estar en contacto directo a aproximadamente a 1 cm. Los otros dos higrómetros se colocaron a 5 y 10 cm sobre la superficie inicial de agua.

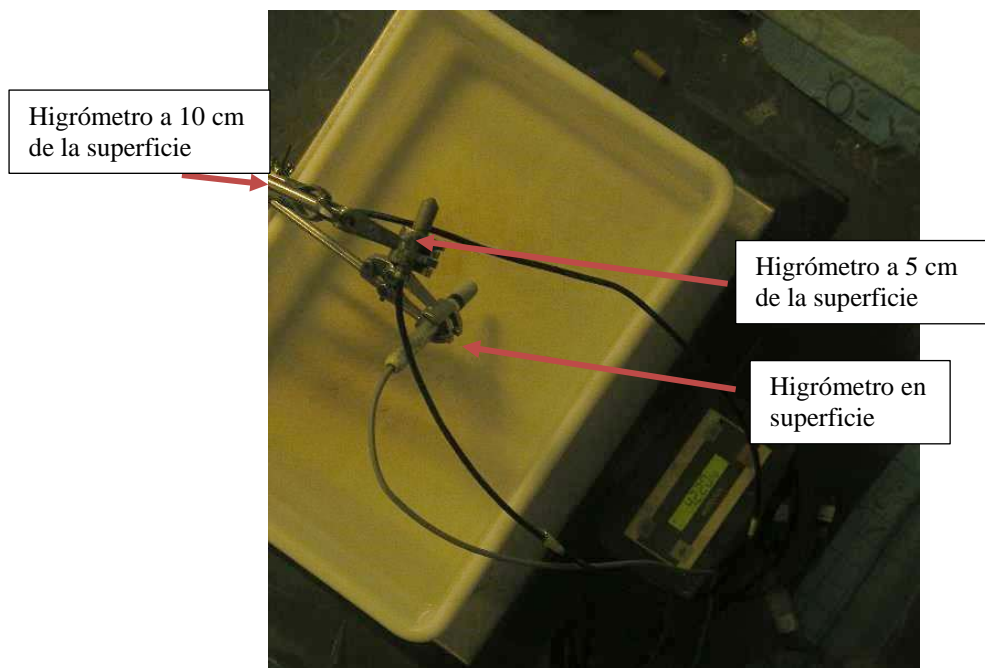


Figura 73. Fotografía del ensayo CWD-2.

Se controló que el higrómetro más cercano a la superficie no supere el 30% de humedad relativa y esto se verifique cada 30 segundos. La duración del ensayo fue de 68 h y los resultados se presentan en la Figura 74. Las mediciones se realizaron cada 5 min para humedad relativa y temperatura y el peso de la bandeja se registró fotográficamente cada

10 min. Entre las 35 y 51 h, el equipo sufrió una falla eléctrica y en ese lapso no se registraron datos.

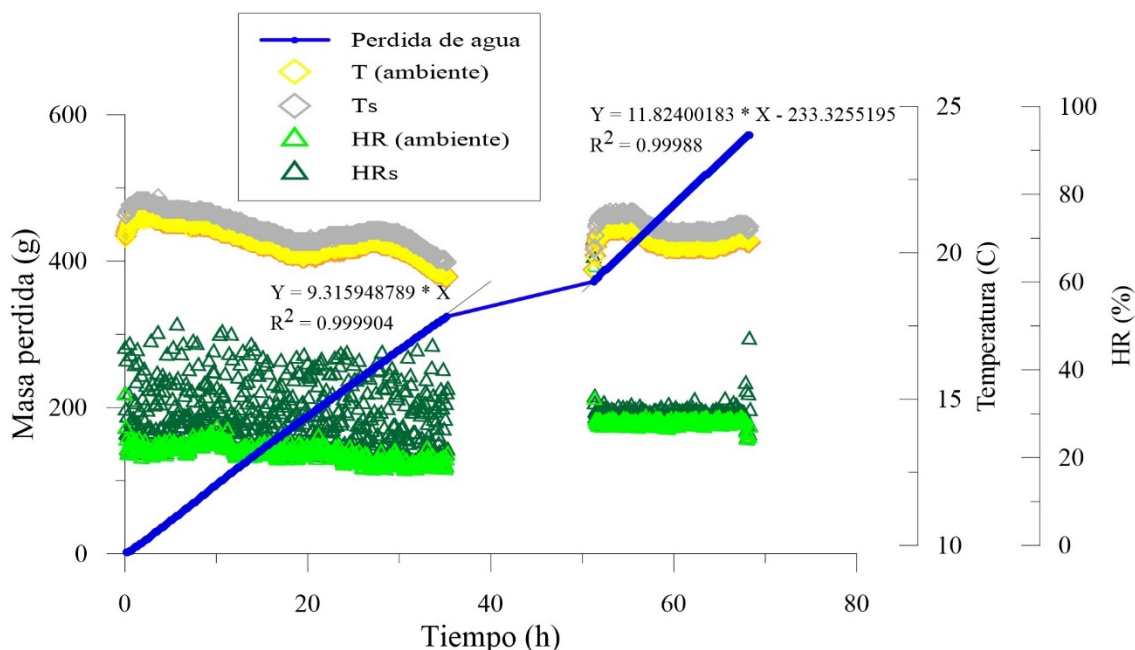


Figura 74. Resultados del ensayo CWD-2.

Las temperaturas a 5 y 10 cm de la superficie coincidieron según las mediciones y varían entre 19.2 y 21.3°C con un promedio de 20.4°C. La temperatura en la superficie fue ligeramente mayor varía entre 19.7 y 21.9°C con un promedio de 20.9°C.

Antes del apagón se observa mayor dispersión en la HR en superficie y oscila entre 50 y 21% con un promedio de 32%. En la segunda parte del ensayo la HR es menos dispersa y tiene un promedio de 30.2%. La humedad relativa en el ambiente es menor y menos dispersa que la humedad relativa en la superficie y conforme avanza el tiempo tiende a igualar a la HR en superficie, esto se debe al descenso del nivel de agua que aumenta la distancia entre el higrómetro y la superficie de agua.

La velocidad de evaporación antes del apagón es 9.3 g/h (1.7 mm/d) y después del apagón 11.82 (2.2 mm/d). No hay una explicación clara de este aumento en la velocidad de evaporación porque la temperatura tiene el mismo rango de variación y la HR promedio se mantiene. Sin embargo, comparando los ensayos CWD-1 y CWD-2 se observa que imponer la HR en superficie provoca una mayor evaporación en aproximadamente el doble de la velocidad de evaporación.

4.3 Ensayo con bandeja de agua sin dehumidificador

Se realizó un ensayo con una bandeja de agua con el dehumidificador apagado, es decir, sin imposición de la humedad relativa. Las mediciones de temperatura y humedad se registraron en dos puntos; el primero sobre la superficie de agua y el segundo a 10 cm de la superficie de agua. Los intervalos de medición de temperatura y humedad fueron cada 5 min y el peso de la bandeja fue medido esporádicamente. El ensayo tuvo una duración de 120 h (Figura 75).

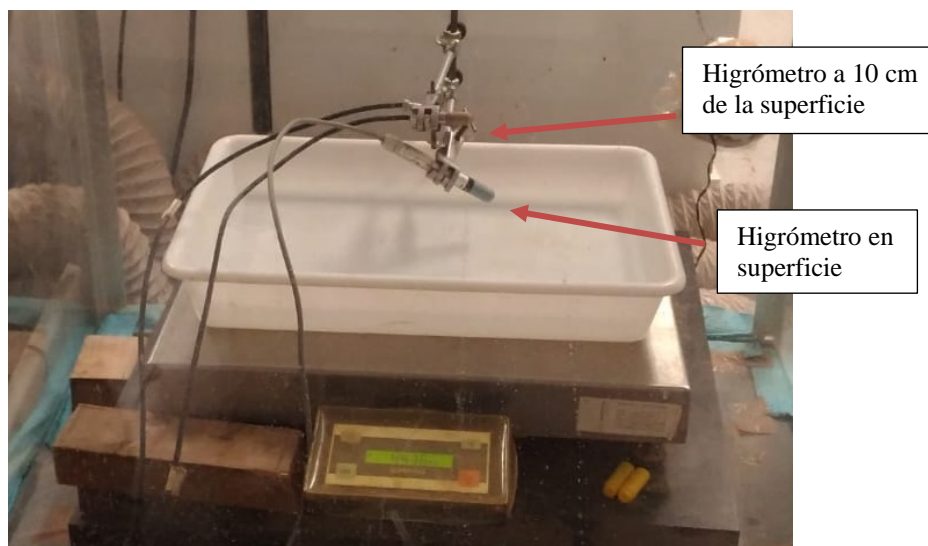


Figura 75. Fotografía del ensayo CWN-1.

Los resultados obtenidos se grafican en la Figura 76. La temperatura en superficie fluctúa en un rango de 17.2 a 18.5°C con un promedio de 18°C. La temperatura ambiente (a 10 cm de la superficie de agua) es ligeramente menor y varía entre 16.5°C y 17.9°C con un promedio de 17.8°C.

Al no imponer la humedad relativa, esta tiene mayores oscilaciones tanto en superficie como sobre la superficie. En superficie se observa mayor dispersión y varía entre 45.2 y 75.7% con un promedio de 56.9%. La humedad relativa ambiente a 10cm sobre la superficie es menor que la humedad relativa en superficie variando en un rango de 42.5 a 65.4% y un promedio de 51.8%.

En este ensayo se observa una evaporación más errática. La velocidad de evaporación promedio es de 2.9 g/h (0.5 mm/d)

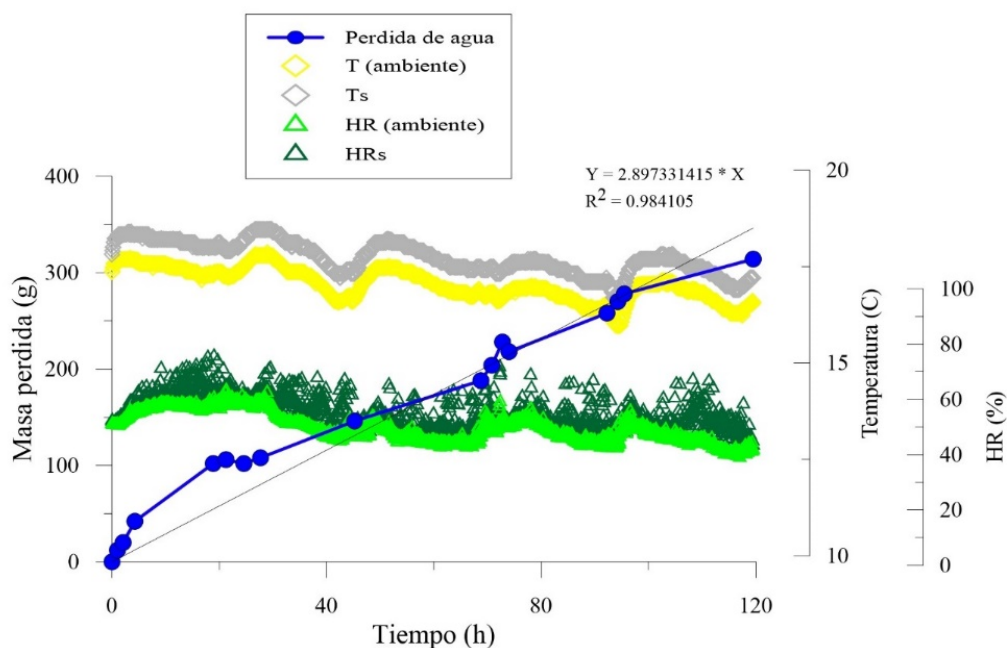


Figura 76. Resultados del ensayo CWN-1.

4.4 Ensayo con bandeja de arena con dehumidificador

Se colocó arena de Castelldefels con un espesor de 3.5 cm. Se utilizaron dos higrómetros, uno en superficie y otro a 10 cm de la superficie (ver Figura 77). Se estableció como objetivo que la humedad relativa no fuera mayor a 30%, y que esta condición fuese verificada cada 30 segundos.

Las mediciones de humedad y temperatura se registraron cada 5 min y el peso de la bandeja cada 10 min. No obstante, se produjeron dos fallos eléctricos entre 85 y 90 h y entre 124 y 140 h, en estos lapsos no se registró información. La duración total del ensayo fue de 167 h.

Los resultados del ensayo se presentan en la Figura 78. La temperatura en la superficie varió entre 20 y 22.7°C con un promedio de 21.1°C. La temperatura a 10 cm de la superficie fue ligeramente menor, osciló entre 19.6 y 22.4°C con un promedio de 20.8°C.

La humedad relativa en superficie presenta mayor dispersión al inicio del ensayo y conforme se va secando la muestra la dispersión decrece, en general la humedad relativa promedio fue 32.4%. A 10 cm de la superficie se observa que la humedad relativa es menos dispersa que en la superficie, además se observa un incremento acorde se seca la muestra.

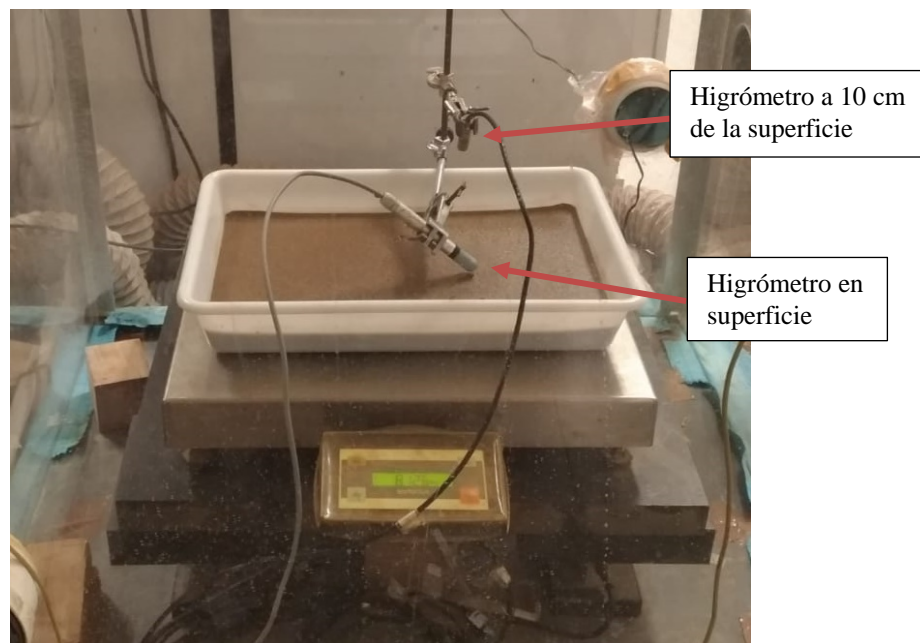


Figura 77. Fotografía del ensayo CSD-1.

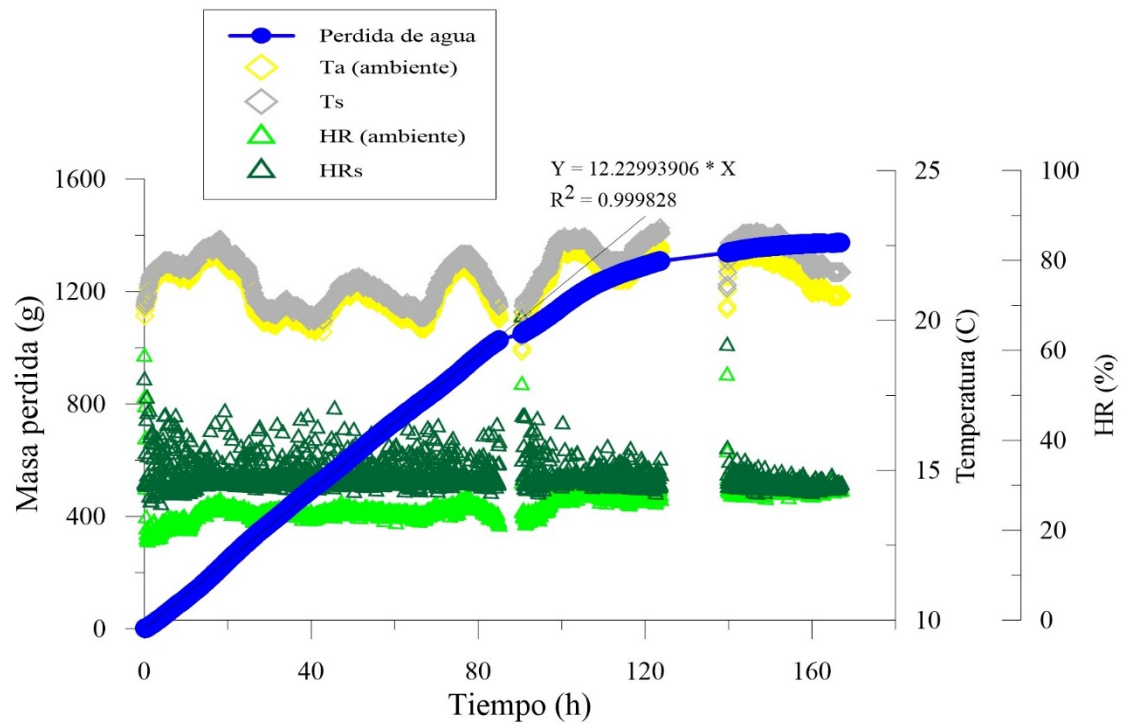


Figura 78. Resultados del ensayo CSD-1.

Durante la fase 1 de evaporación de la muestra se observa una tendencia más o menos lineal con una velocidad de evaporación promedio 12 g/h (2.2 mm/d). En la Figura 79 se compara la temperatura y velocidad de evaporación, se observa durante la fase 1 que existe una tendencia al aumentar la velocidad de evaporación cuando hay un incremento en la temperatura, y viceversa.

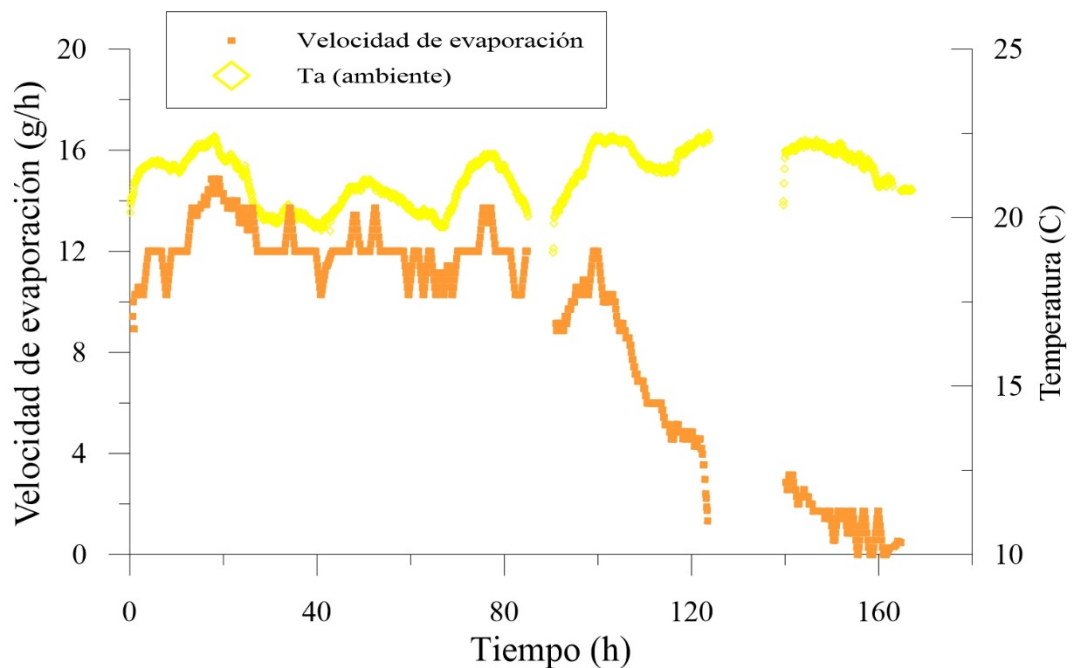


Figura 79. Evolución de la temperatura ambiente y la velocidad de evaporación en el ensayo CSD-1.

5 Modelo numérico

5.1 CODE_BRIGHT

CODE_BRIGHT es un programa de elementos finitos desarrollado por el Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica de la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC) para analizar problemas termo-hidro-mecánicos (THM) acoplados. Desde 1990 comenzó el desarrollo de CODE_BRIGHT con el propósito de modelar la respuesta de materiales salinos en el ámbito del almacenamiento de residuos nucleares a gran profundidad. Después se extendió su uso para un mayor rango de materiales, en especial, suelos no saturados (Olivella et al., 1994, 1996).

El programa GiD, desarrollado por el Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería (CIMNE), se utiliza como pre y post-procesador del CODE_BRIGHT. A través de la interfaz gráfica de GiD se define, prepara y visualiza la información para la simulación numérica. Esta información incluye la geometría, materiales, condiciones, estrategias de solución y otros parámetros del problema. El programa también genera la malla de elementos finitos y escribe toda la información para el programa de simulación numérica en el formato adecuado para CODE_BRIGHT.

En este estudio se analiza únicamente modelos termo-hidráulicos y el comportamiento mecánico no se tomará en cuenta. Sin embargo, es importante mencionar que en suelos con contenido de finos durante la evaporación se produce agrietamiento por desecación al inducir tensiones superficiales de tracción por incremento de la succión que excede la resistencia entre granos (Tang, Cui, Shi, Tang, & An, 2016). Con un mejor entendimiento del proceso termo-hidráulico es importante incluir en futuras investigaciones el comportamiento mecánico y la generación de grietas por desecación y la influencia de las grietas en la evaporación.

Las formulaciones que emplea CODE_BRIGHT están basadas en el enfoque de Olivella et al. (1994) aplicado para flujo multifásico no isotermodé de agua y gas a través de un medio poroso. El medio está compuesto de tres especies –mineral (-), agua (w) y aire (a) – distribuido en tres fases: sólido (s), líquido (l) y gas (g). Se asume que la especie mineral coincide con la fase sólida. Sin embargo, la fase líquida puede contener gas disuelto, y la fase gas es una mezcla de vapor de agua y aire seco. En la notación los subíndices harán referencia a la fase y los superíndices a las especies.

5.1.1 Ecuaciones de balance

Estas formulaciones están compuestas de las ecuaciones de balance de masa y energía, ecuaciones constitutivas y restricciones de equilibrio. Las ecuaciones de balance de masa de agua y aire son:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta_l^w S_l \phi + \theta_g^w S_g \phi) + \nabla \cdot (\mathbf{j}_l^w + \mathbf{j}_g^w) = f^w \quad (26)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta_l^a S_l \phi + \theta_g^a S_g \phi) + \nabla \cdot (\mathbf{j}_l^a + \mathbf{j}_g^a) = f^a \quad (27)$$

donde θ es la masa volumétrica (kg m^{-3}) de una especie en una fase y es igual al producto la fracción másica de una especie (ω en kg kg^{-1}) por la densidad de la fase (ρ en kg m^{-3}), S es la saturación hidráulica (m^3m^{-3}), ϕ es la porosidad (m^3m^{-3}), \mathbf{j} ($\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$) es el flujo total (advectivo, difusivo y dispersivo) y f es término externo de fuente o sumidero ($\text{kg m}^{-3}\text{s}^{-1}$).

La ecuación de balance de energía considera equilibrio térmico local, es decir, que las fases sólido, líquido y gas tienen la misma temperatura. Esto simplifica a una ecuación de balance en lugar de tres y se escribe como:

$$\frac{\partial}{\partial t} (E_s \rho_s (1 - \phi) + E_l \rho_l S_l \phi + E_g \rho_g S_g \phi) + \nabla \cdot (\mathbf{i}_c + \mathbf{j}_{Es} + \mathbf{j}_{El} + \mathbf{j}_{Eg}) = f^Q \quad (28)$$

Donde E es la energía interna, \mathbf{i}_c es el flujo de energía ($\text{J m}^{-2}\text{s}^{-1}$) debido a la conducción a través del medio, los otros flujos (\mathbf{j}_{Es} , \mathbf{j}_{El} y \mathbf{j}_{Eg}) son flujos de energía advectivos causados por movimientos de la masa y f^Q es un suministro de energía externo/interno.

5.1.2 Ecuaciones constitutivas y restricciones equilibrio

Las ecuaciones constitutivas son componentes importantes de la formulación, porque describen formas particulares en que un material o el componente del material se comporta y el acoplamiento que existe entre fenómenos (Gens, 2010). La Tabla 16 resume las leyes constitutivas y restricciones de equilibrio que deben ser incluidas en la formulación general.

Tabla 16. Ecuaciones constitutivas y restricciones de equilibrio.

Fenómeno	Ecuación	Variable
Ecuaciones constitutivas		
Ley de Darcy	Flujo advectivo de líquido y gas	$\mathbf{q}_l, \mathbf{q}_g$
Ley de Fick	Flujo difusivo de vapor y aire disuelto	$\mathbf{i}_g^w, \mathbf{i}_l^a$
Ley de Fourier	Conducción de calor	\mathbf{i}_c
Curva de retención	Absorción/desorción de agua	S_l, S_g
Relación de la densidad	Densidad del líquido	ρ_l
Ley de gases ideales	Densidad del gas	ρ_g
Restricciones de equilibrio		
Ley de Kelvin	Vapor en el gas	ω_g^w
Ley de Henry	Disolución de aire en agua	ω_l^a

La ley de Kelvin considera equilibrio químico, o sea el cambio de fase de líquido a gas es instantáneo. Existen otros modelos que consideran que el cambio de fase no es instantáneo (Smits et al., 2011, 2012; Trautz et al., 2015) y estos enfoques pueden ser considerados para futuras investigaciones.

5.1.3 Condiciones de contorno

La condición de contorno es incorporada añadiendo un flujo de masa. En el flujo de masa, el subíndice denota la fase y el superíndice la especie. El flujo de vapor se puede calcular como

$$j_g^w = (\omega_g^w)^0 j_g^0 + (\omega_g^w)^0 \gamma_g (P_g^0 - P_g) + \beta_g \left((\rho_g \omega_g^w)^0 - (\rho_g \omega_g^w) \right) \quad (29)$$

el superíndice ⁰ se usa para valores prescritos, ω es la fracción de masa, ρ es densidad, P_g es la presión de gas, j_g^0 es el flujo prescrito de gas y γ_g y β_g son parámetros de la condición de contorno.

Para la ecuación de balance de energía, la condición de contorno tiene la forma general:

$$j_e = j_e^0 + \gamma_e (T^0 - T) + E_g^w j_g^w + E_g^a j_g^a + E_l^w j_l^w + E_l^a j_l^a \quad (30)$$

El primer término es un flujo prescrito de energía. El segundo término es una condición de contorno que es usada para prescribir la temperatura. Los otros términos son flujos de energía inducidos por las condiciones de contorno de la masa.

En general, la configuración empleada en los modelos es la que se muestra en la Figura 80. No hay flujo de masa por los contornos laterales y del fondo. El flujo de calor en los contornos laterales también es despreciado. Sólo en el contorno superior se permite flujo de vapor que es determinado por las condiciones atmosféricas (T y HR). Se usó valores iguales del parámetro de transferencia de calor, γ_e , en los contornos superior e inferior por simplicidad de los modelos.

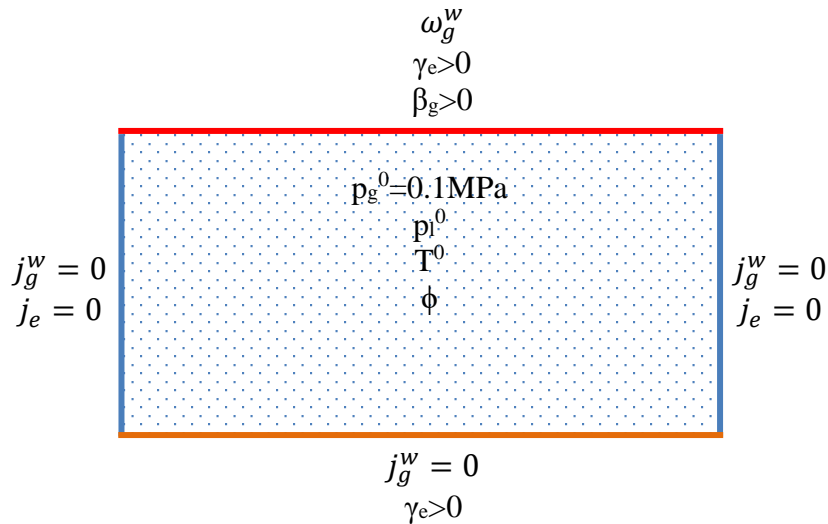


Figura 80. Configuración general de los modelos con respecto a las condiciones iniciales y de contorno.

5.2 Análisis de sensibilidad

Se realizaron 37 modelos con el fin de analizar la sensibilidad a diferentes propiedades del suelo y condiciones iniciales y de contorno. La finalidad es modelar una bandeja con

suelo de 600 cm² de área y 4 cm de espesor. El dominio se discretizó en 2 dimensiones, con 10x40 elementos finitos y con mayor refinamiento en la parte superior, tal como se observa en la Figura 81. No se incluye flujo en el fondo y bordes laterales de la bandeja y tampoco considera la disipación de energía en los bordes laterales. Las condiciones de humedad relativa y temperatura del exterior son 60% y 22°C, respectivamente.

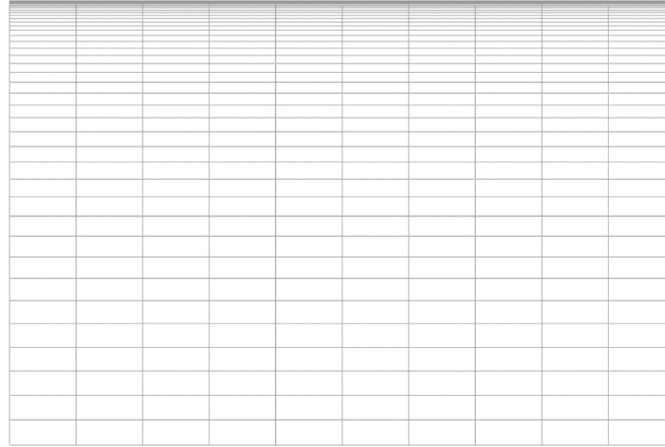


Figura 81. Malla estructurada de elementos finitos de 10x40 elementos.

Los parámetros como la curva de retención, permeabilidad intrínseca, porosidad, conductividad térmica de la fase sólida y calor específico de la fase sólida que se usan en el modelo de referencia se presentan en la Tabla 17, además de las condiciones impuestas.

Tabla 17. Propiedades del material y condiciones iniciales y de contorno del modelo de referencia.

	Parámetro	Valor
Porosidad	ϕ (-)	0.50
Curva de retención	λ (-)	0.3
	P_0 (MPa)	0.1
	σ_0 (N m ⁻¹)	0.072
	k (m ²)	10 ⁻¹⁶
Permeabilidad intrínseca	k (m ²)	10 ⁻¹⁶
Permeabilidad relativa de fase líquida	λ (-)	3
	A (-)	1
Conductividad térmica	λ_s (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	2.9
	λ_a (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	0.025
	λ_w (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	0.58
Calor específico fase sólida	C_s (J kg ⁻¹ °C ⁻¹)	1000
Densidad fase sólida	ρ (kg m ⁻³)	2700
Temperatura	T^0 (°C)	22
Transporte de vapor	β_g (m s ⁻¹)	2.5x10 ⁻³
Transporte de calor	γ_e (J s ⁻¹ °C ⁻¹)	100
Ambiente	T (°C)	22
	HR (%)	60
Fracción másica de vapor	ω_g^w (kg kg ⁻¹)	0.0096
Densidad de la fase gas	ρ_g (kg m ⁻³)	1.2102

5.2.1 Curva de retención

El modelo de van Genuchten de curvas de retención utiliza los parámetros λ y P_0 relacionados con la forma de la curva y con el valor de entrada de aire, respectivamente. En la Figura 82 se presentan las curvas para diferentes valores λ y P_0 . El valor de λ se varió de 0.4 a 0.7, mientras que P_0 se varió entre 0.1 y 0.005 MPa. Se observa que ambos parámetros tienen influencia en el punto final de las curvas (ver Figura 82).

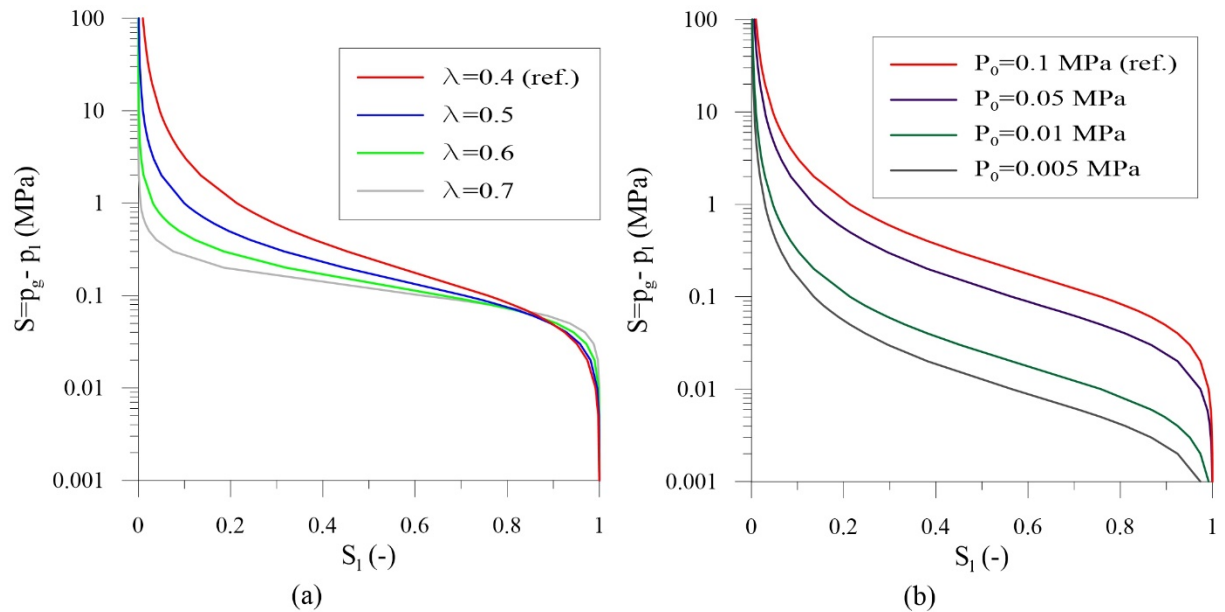


Figura 82. Curvas de retención para diferentes parámetros. (a) Variación de λ (-) (b) Variación de P_0 (MPa).

La influencia del λ en la curva de retención es importante, porque afecta a toda la forma de la curva (ver Figura 82a) y valores bajos de λ provoca mayores valores de succión al final de la curva. Valores bajos de λ llevan a una prolongación de la fase 1 de evaporación, como se ve en la Figura 83b que muestra los resultados del cálculo.

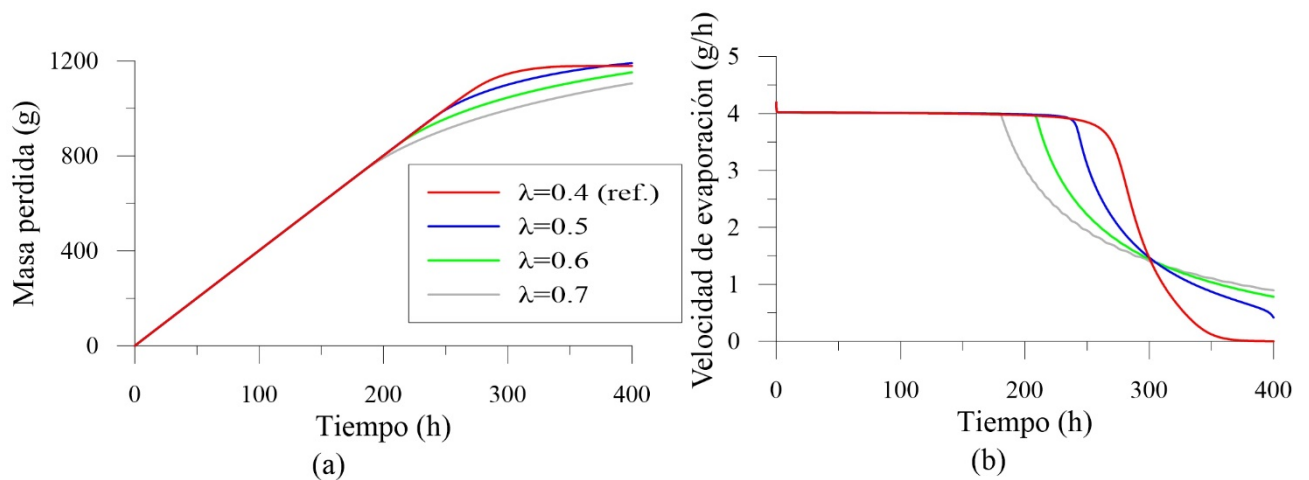


Figura 83. Influencia del parámetro de forma λ (-) de la curva de retención. (a) Pérdida de agua vs tiempo (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

Valores bajos del P_0 (ver Figura 82b) provocan menores gradientes de succión especialmente en la zona seca. Como se observa en la Figura 84, el cálculo indica que la fase 2 de evaporación comienza antes para valores menores de P_0 .

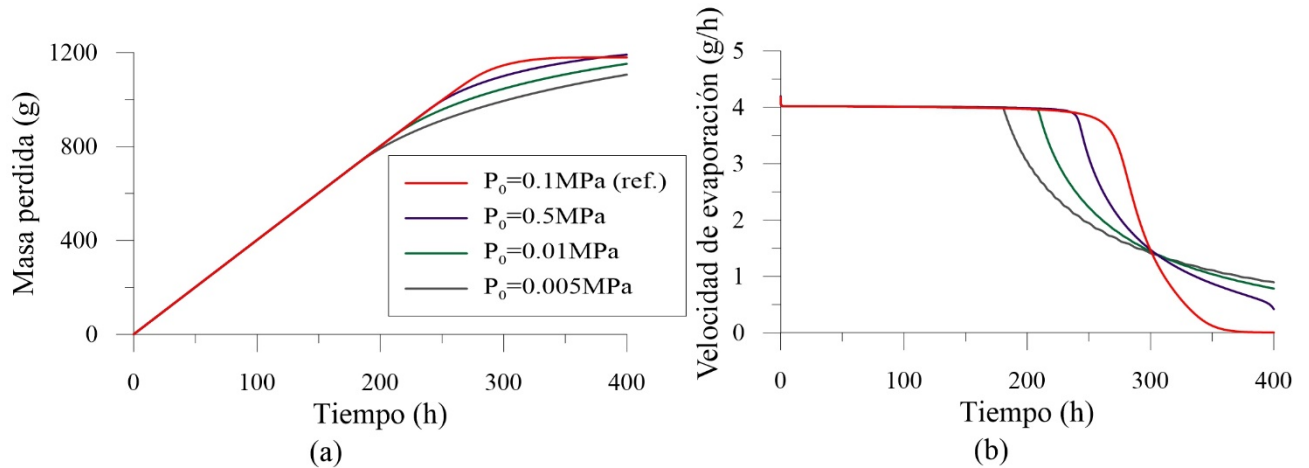


Figura 84. Influencia del parámetro P_0 (referente al valor de entrada de aire) de la curva de retención. (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

En general ambos parámetros, P_0 y λ , no tienen influencia en la velocidad de evaporación de la fase 1. Sin embargo, tienen gran influencia en el inicio y fin de la fase 2 o etapa de transición. Esto se debe porque influyen directamente en los gradientes de succión que se generan en el medio poroso.

5.2.2 Permeabilidad

Se evaluó el efecto de la permeabilidad intrínseca (K_s) para un rango de 10^{-17} a 10^{-12} m^2 . En la Figura 85a y Figura 85b se observa la evolución de la masa de agua evaporada y velocidad de evaporación, respectivamente.

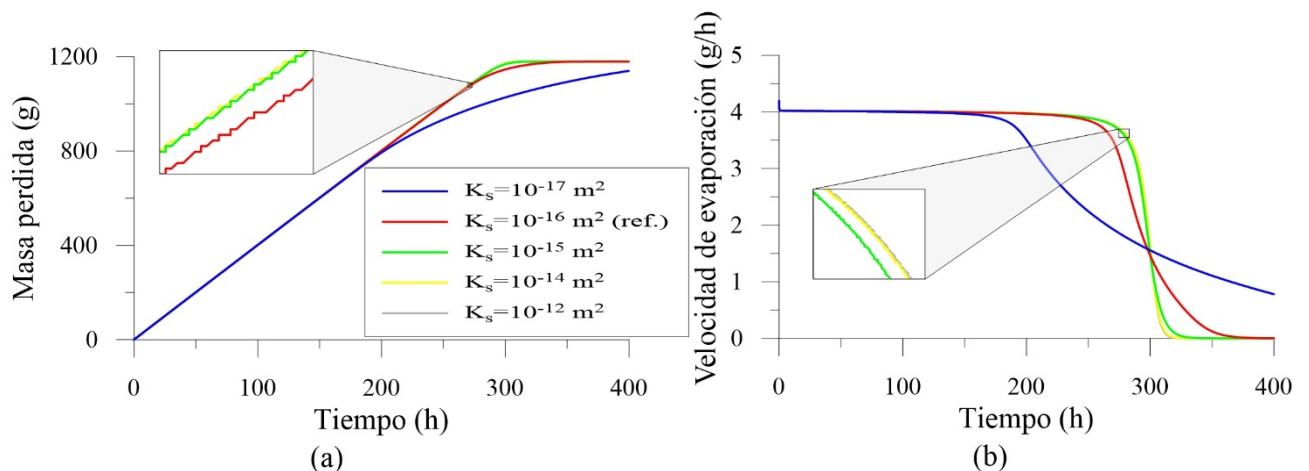


Figura 85. Influencia de la permeabilidad intrínseca sin limitar k_{rl} . (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

No es muy significativa la influencia de la permeabilidad intrínseca. Lógicamente al inicio de la evaporación no tiene influencia. La duración de la fase 1 es generalmente sobreestimada, debido a que el modelo de van Genuchten sobreestima los valores de succión en la zona seca (Gran, Carrera, Olivella, & Saaltink, 2011; Klaus Mosthaf et al., 2014; Schneider & Goss, 2012). Para observar este fenómeno se modifica la función de permeabilidad relativa. Se restringe la $k_{rl}=0$ para valores de saturación de agua menores a 5%, expresión (31).

$$k_{rl} = A \left(\frac{S_e - S_{eo}}{1 - S_{eo}} \right)^\lambda \quad \text{cuando } S_e \geq S_{eo}$$

$$k_{rl} = 0 \quad \text{caso contrario}$$
(31)

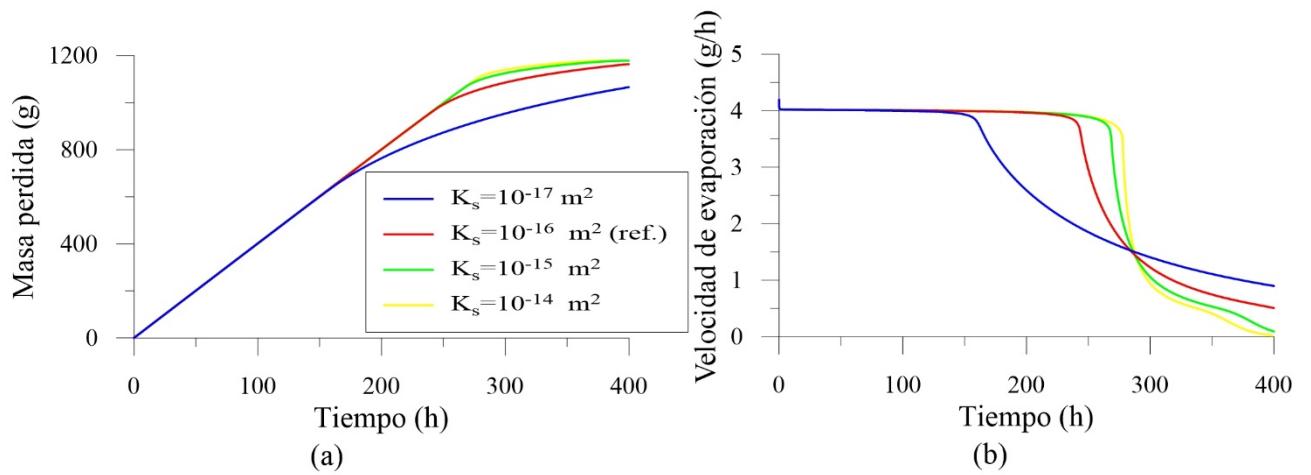


Figura 86. Influencia de la permeabilidad intrínseca limitando k_{rl} . (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

Al limitar la permeabilidad a un valor mayor que la saturación residual se observa que el tiempo final de la fase 1 es menor (Figura 86). Para K_s igual a 10^{-17} m^2 el tiempo final de la etapa I cambia de 210 a 170 h, y de igual manera para otros valores de K_s ; de 270 a 250 h para 10^{-16} m^2 ; 290 a 270 h para 10^{-15} m^2 ; y 290 a 280 h para 10^{-14} m^2 .

También se observa que para valores bajos de K_s hay menor sensibilidad en los modelos. Esto se debe a que los gradientes de succión dominan el flujo advectivo del agua, por tanto la curva de retención tiene una mayor importancia que K_s .

5.2.3 Porosidad

En la Figura 87 se compara la masa de agua evaporada y la velocidad de evaporación en el tiempo variando la porosidad entre 0.4 y 0.6. A mayor porosidad mayor espacio para las fases líquido y gas. Si la muestra tiene un estado inicial saturado, a mayor porosidad hay mayor cantidad de agua a evaporar (ver Figura 87a).

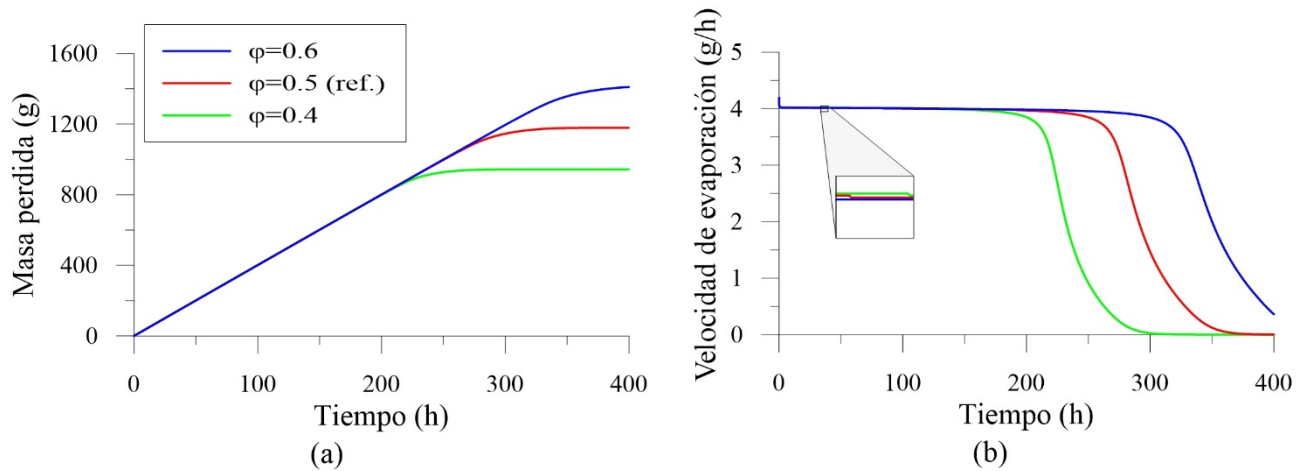


Figura 87. Influencia de la porosidad. (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

La porosidad tiene influencia en la conductividad térmica del suelo, sin embargo como se observa más adelante la conductividad térmica tiene poca influencia en la evaporación de suelos.

5.2.4 Conductividad térmica

Se varía la conductividad térmica de la fase sólida (λ_s) entre 0.1 y 10 W/m²K. La conductividad del medio poroso depende de la porosidad con lo que se obtiene la conductividad térmica en estado seco (λ_{dry}) y en estado saturado (λ_{sat}) y se obtuvieron con la media geométrica en las expresiones (31) y (32), respectivamente.

$$\lambda_{dry} = \lambda_s^{(1-\phi)} \lambda_a^\phi \quad (32)$$

$$\lambda_{sat} = \lambda_s^{(1-\phi)} \lambda_w^\phi \quad (33)$$

Donde λ_s y λ_s son las conductividades térmicas del aire y del agua, respectivamente, y los valores utilizados se describen en la Tabla 17.

Además la conductividad térmica varía con el contenido de agua y esta se obtuvo que varíe lineal con la raíz cuadrada de la saturación de líquido, tal como se indica en la expresión (33).

$$\lambda = \lambda_{sat} \sqrt{S_l} + \lambda_{dry} (1 - \sqrt{S_l}) \quad (34)$$

La variación de la conductividad térmica para distintos valores de conductividad térmica de sólidos se observa en la Figura 88.

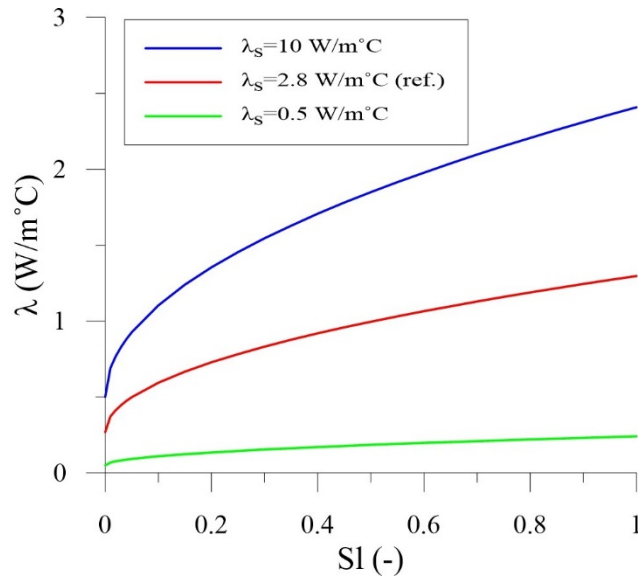


Figura 88. Variación de la conductividad térmica con la saturación de líquido (S_l).

Como se observa en la Figura 89, una menor conductividad térmica conlleva un débil suministro de calor conducido del suelo a la superficie evaporante. Entonces la velocidad de evaporación es menor para conductividades térmicas bajas en la fase 1. En la fase 2 sucede lo contrario, la velocidad de evaporación es menor para bajas conductividades. Sin embargo, el efecto de λ_s sobre la velocidad de evaporación no es significativo.

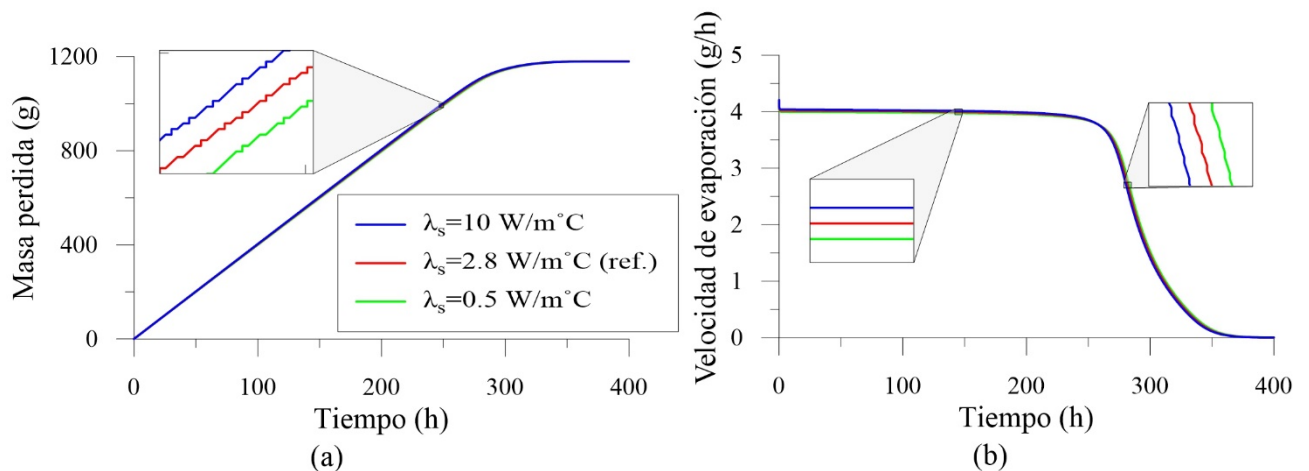


Figura 89. Influencia de la conductividad térmica de sólidos. (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

Se evalúa la temperatura en el centro del modelo en superficie (Figura 90a) y a 1 cm bajo la superficie (Figura 90b). Se comprueba para la mayor conductividad térmica es mayor la temperatura porque la disipación de calor es menor. Con menor temperatura la velocidad de evaporación es menor.

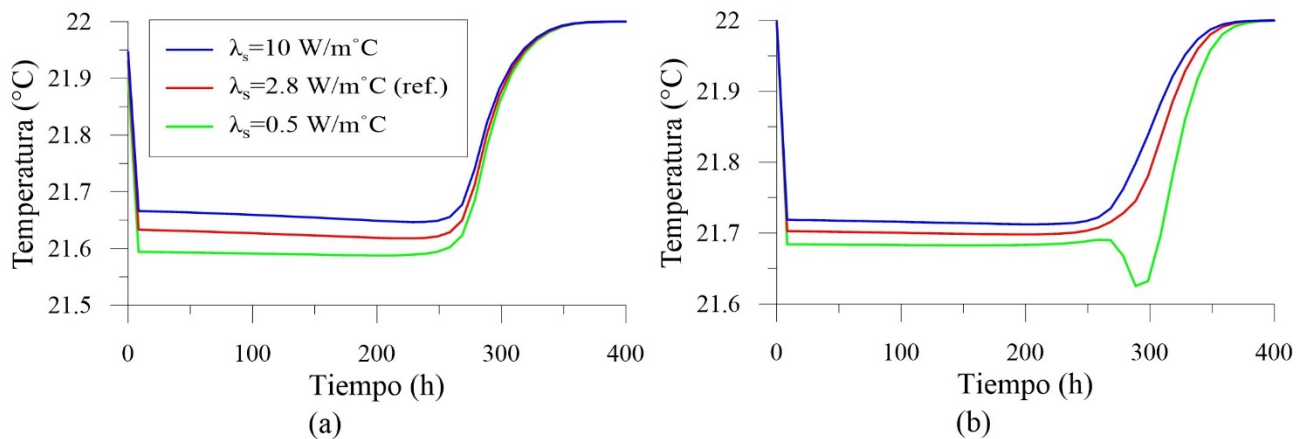


Figura 90. Variación de la temperatura con el tiempo. (a) En superficie. (b) A 1 cm bajo la superficie.

También se puede resaltar dos aspectos importantes obtenidos en los modelos. Los modelos parten con una temperatura inicial y seguidamente se produce un descenso en la temperatura producido por el cambio de fase. La segunda anotación, es el aumento gradual de la temperatura al acabar la fase 1 de evaporación.

5.2.5 Calor específico

El calor específico es cantidad de energía que hay que suministrar a la unidad de masa para elevar su temperatura en una unidad. Se modificó el calor específico de sólidos (C_s) en un rango de 100 y 10000 J/kg°C. El efecto del calor específico se ve reflejado al inicio del secado en la fase 1. Con mayor calor específico se tarda más en enfriar el medio poroso, por tanto el medio tiene mayor temperatura y la velocidad de evaporación es mayor (Figura 91).

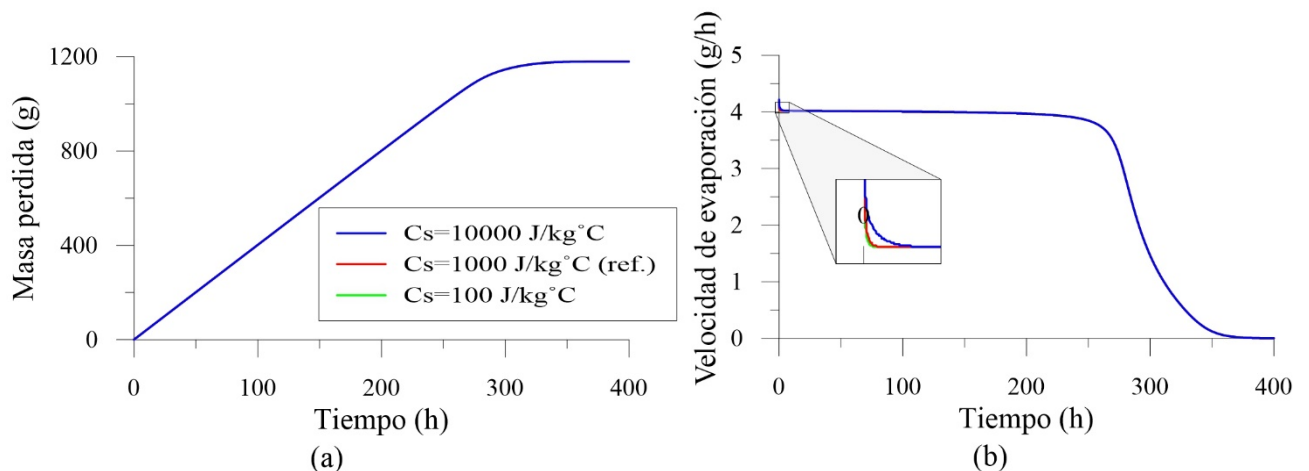


Figura 91. Influencia del calor específico. (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

La temperatura en un punto en la superficie para los modelos con distintos valores de C_s se muestra en la Figura 92. Para valores altos de calor específico más energía se emplea para cambiar la temperatura, por tanto menor energía consumida en calor latente que produce el cambio de fase (evaporación). La evaporación produce el enfriamiento de la muestra y al producirse menos evaporación la temperatura es mayor.

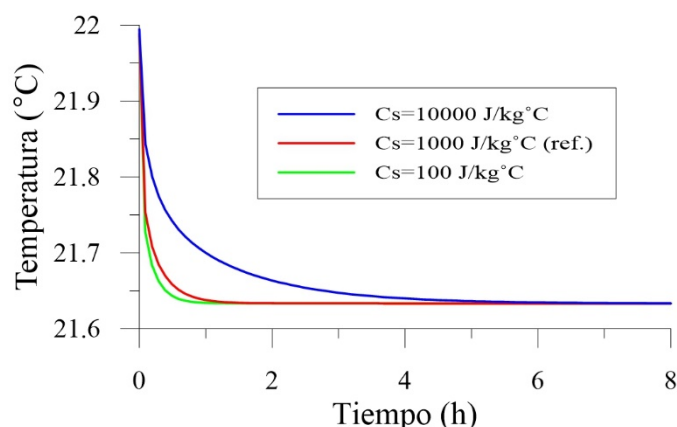


Figura 92. Variación de la temperatura con el tiempo en superficie.

Es importante indicar que este proceso es relativamente corto (6 h) con relación a todo el proceso de evaporación que dura 400 h.

5.2.6 Coeficiente de transferencia de masa

El coeficiente de transferencia de vapor (β_g) se varió entre 2×10^{-3} y 3×10^{-3} m/s. Este coeficiente está relacionado con el intercambio de vapor que se produce entre la atmósfera y el suelo, es decir, tiene relación con la demanda evaporativa y define la condición de contorno en superficie. β_g controla directamente la velocidad de evaporación en la fase 1. Para valores altos de β_g se tiene mayor velocidad de evaporación (ver Figura 93b), la superficie se seca antes y la fase 1 dura menos.

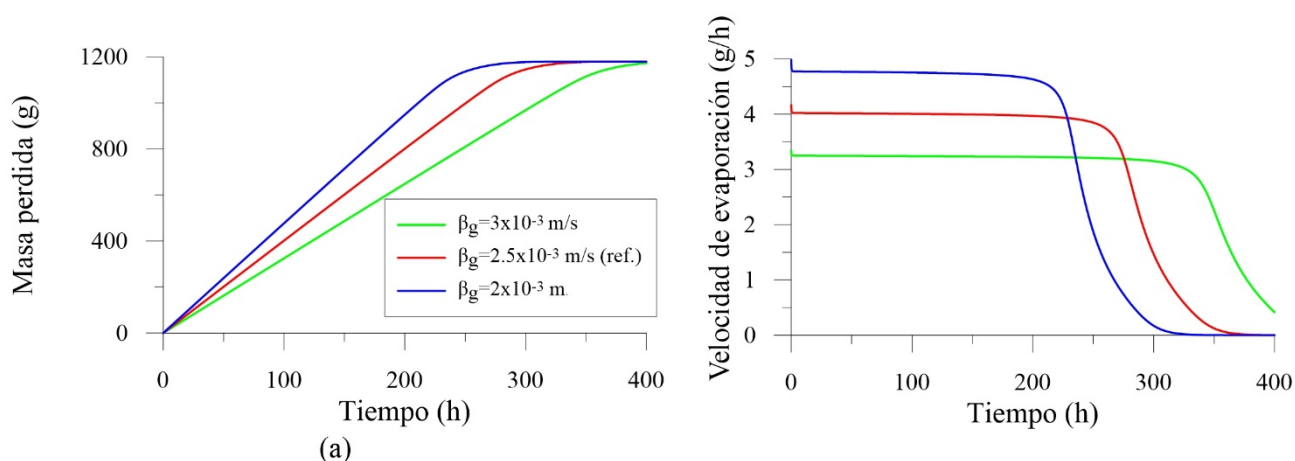


Figura 93. Influencia del coeficiente de transferencia de vapor. (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

En la Figura 94a y Figura 94b se muestra la variación de la succión (MPa) y saturación (-) en un punto en la superficie, respectivamente. La succión mantiene valores bajos durante la etapa I, al comienzo de la etapa II la succión incrementa considerablemente hasta el fin de la fase 2. La saturación decrece linealmente durante la fase 1 hasta el comienzo de la fase 2.

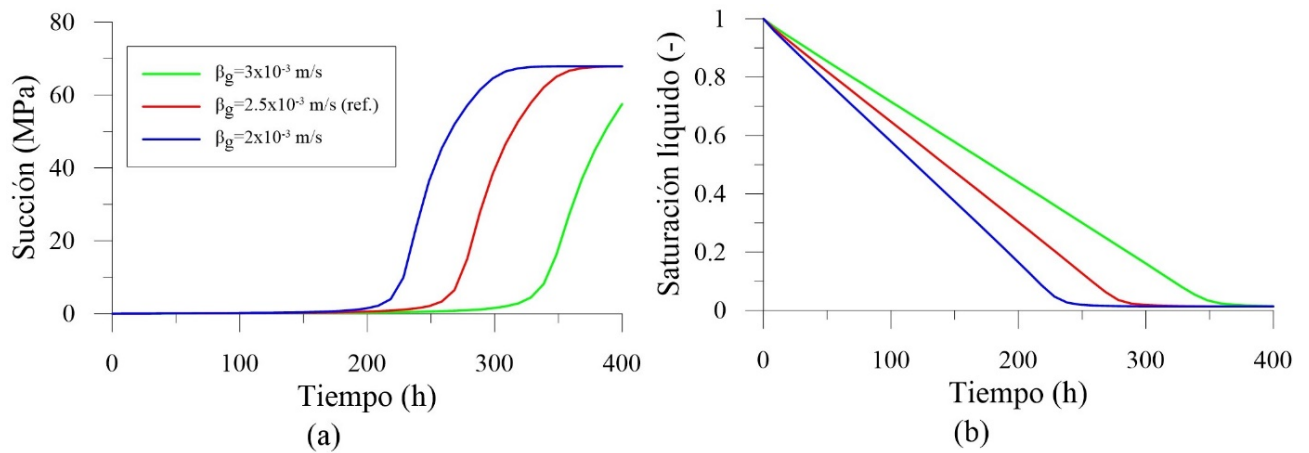


Figura 94. Evolución de la succión y saturación de líquido. (a) Succión vs tiempo. (b) Saturación de líquido vs tiempo.

En la Figura 95 se muestra la evolución de la temperatura para distintos valores de β_g en un punto en la superficie. Durante las primeras horas se observa un descenso de la temperatura producido por la evaporación hasta llegar a una temperatura más o menos constante. Al finalizar la fase 1, se eleva la temperatura hasta alcanzar la temperatura del ambiente.

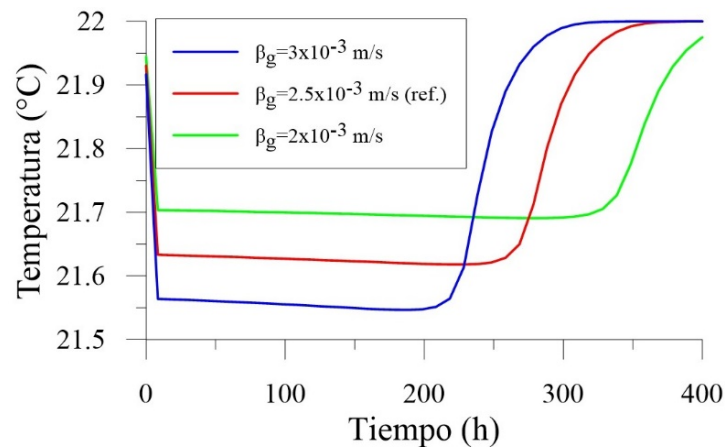


Figura 95. Evolución de la temperatura en un punto en la superficie para diferentes valores de β_g .

Valores altos de β_g , provocan menores temperaturas en la fase 1 debido a que se evapora más agua en un menor tiempo.

5.2.7 Coeficiente de transferencia de calor

El coeficiente de transferencia de calor (γ_e) se varió entre 5 y 100 J s⁻¹ m⁻² °C⁻¹. Este coeficiente controla directamente la velocidad de evaporación en la fase 1 y define la condición de contorno térmica en superficie. Para valores menores de γ_e las velocidades de evaporación son menores (ver Figura 96b).

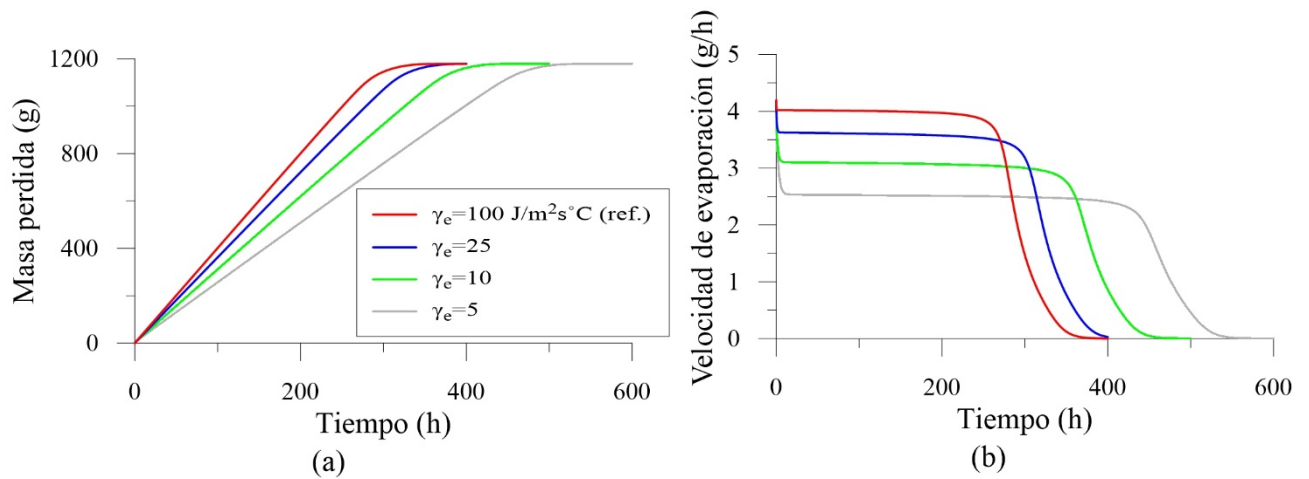


Figura 96. Influencia del coeficiente de transferencia de calor (γ_e). (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

La evolución de la succión y saturación en un punto central de la superficie se muestran en la Figura 97a y Figura 97b, respectivamente. Se observa un comportamiento similar al anterior inciso, con la diferencia que valores bajos de γ_e alargan la duración de la fase 1.

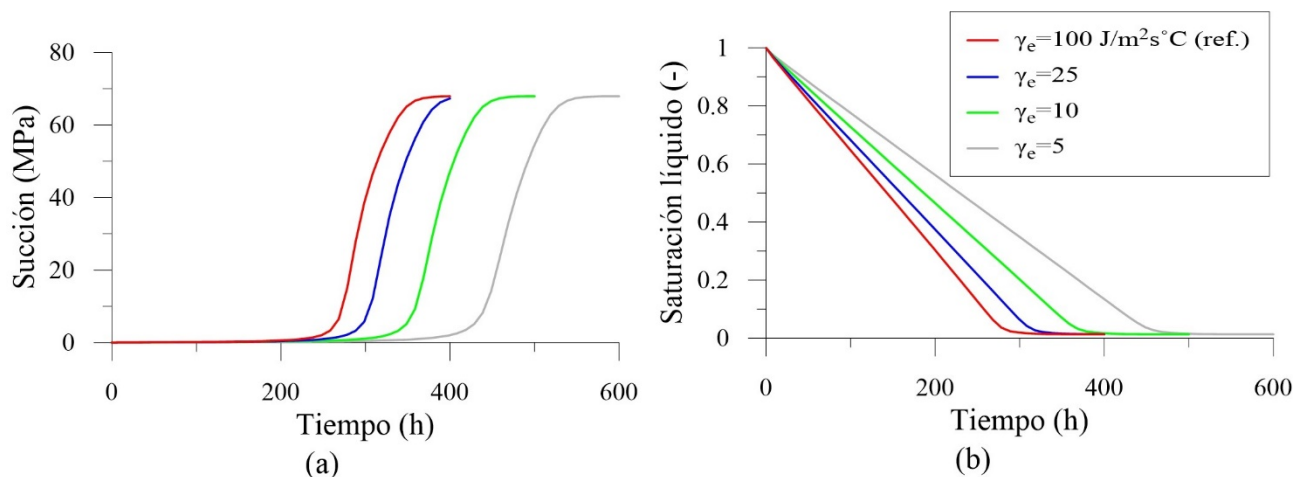


Figura 97. Evolución de la succión y saturación de líquido para diferentes valores de γ_e . (a) Succión vs tiempo. (b) Saturación de líquido vs tiempo.

La variación de la temperatura en la superficie se muestra en la Figura 98. Al inicio se observa un descenso de la temperatura producida por el cambio de fase. Seguido, se mantiene la temperatura a lo largo de la fase 1. Al final de la fase 1 comienza la elevación gradual de la temperatura hasta llegar a la temperatura del ambiente. Se observa que la disminución de la velocidad de evaporación durante la fase 1 se debe a la disminución de la temperatura en el dominio. Para valores bajos de γ_e se producen menores temperaturas en el medio poroso. Así se comprueba que γ_e domina la disipación de calor.

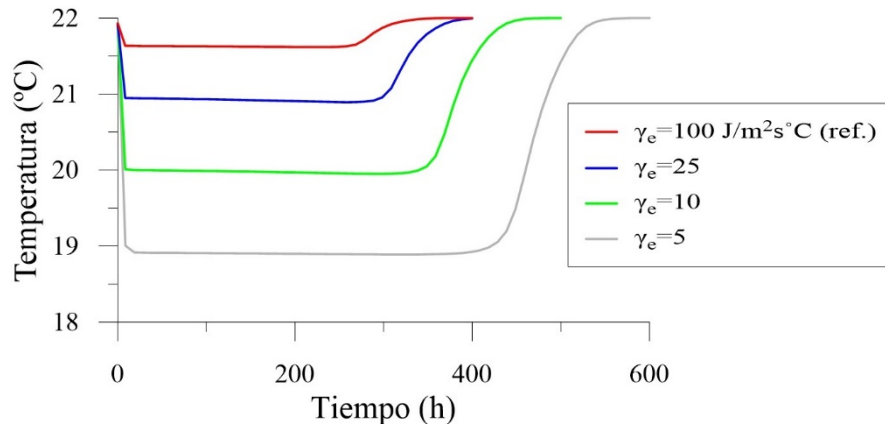


Figura 98. Evolución de la temperatura en un punto en la superficie para diferentes valores de γ_e .

5.2.8 Temperatura inicial

El rango de variación de la temperatura inicial en el dominio (T^0) fue entre 18 y 26 °C. No se registra variaciones significativas en las curvas de pérdida de masa (Figura 99a) y de velocidad de evaporación (Figura 99b), salvo en las primeras horas del proceso de secado. Con valores menores de T^0 la velocidad de evaporación comienza con una velocidad lenta que va aumentando hasta llegar al equilibrio con el ambiente. Lo contrario sucede con temperaturas altas, donde la velocidad de evaporación disminuye gradualmente durante las primeras horas.

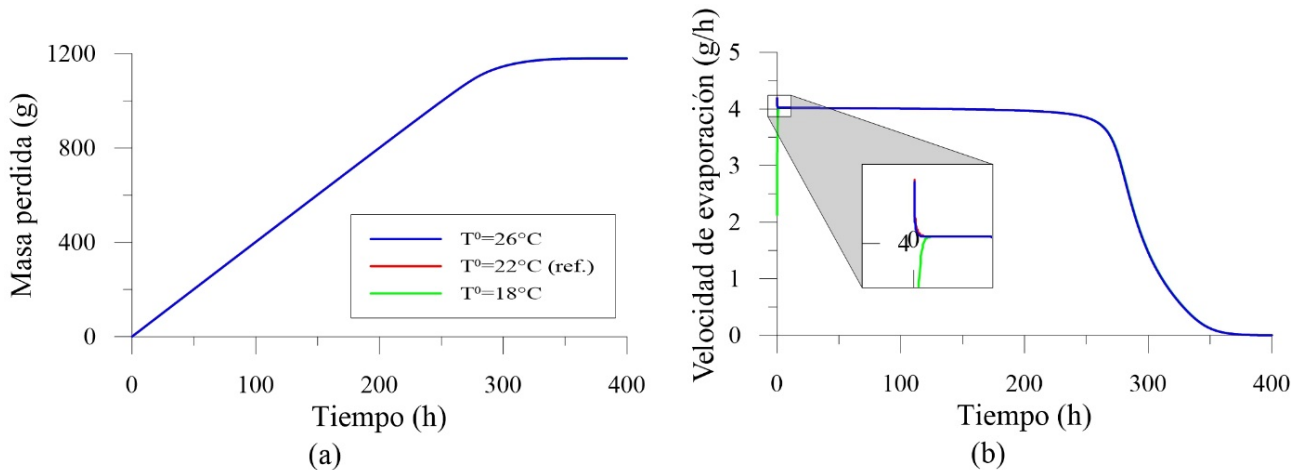


Figura 99. Influencia de la temperatura inicial. (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

En la Figura 100 se observa la variación de la temperatura en un punto superficial durante las primeras 30 h de secado. La temperatura de equilibrio se alcanza aproximadamente a las 6 h de comenzado el secado.

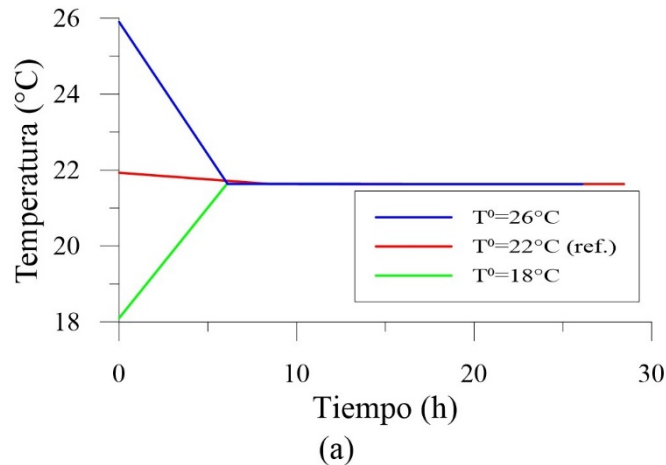


Figura 100. Evolución de la temperatura en un punto en la superficie para diferentes valores de T^0 durante las primeras horas.

5.2.9 Temperatura ambiente

Se analiza la sensibilidad del modelo al cambio de la temperatura ambiente (T_a). El modelo de referencia tiene un valor de T_a igual a 22°C y se varía entre 24 y 20°C. La modificación de esta variable ambiental cambia las condiciones de contorno impuestas en el borde superior (ω_g^w y ρ_g) que se resumen en la Tabla 18.

Tabla 18. Condiciones contorno en el borde superior para distintos valores de temperatura ambiente.

Ambiente	Parámetro	Valor				
	T_a (°C)	24	23	22	21	20
	HR (%)	60	60	60	60	60
Fracción másica de vapor	ω_g^w (kg kg ⁻¹)	0.0109	0.0102	0.0096	0.0091	0.0085
Densidad de la fase gas	ρ_g (kg m ⁻³)	1.2034	1.2068	1.2102	1.2136	1.2171
Evaporación	E_a (g/h)	4.18	4.12	4.02	3.88	3.81
	$E_a/E_a^{(ref)}$	1.04	1.02	1.00	0.97	0.95

En la Figura 105 se observa la evolución de la cantidad de agua evaporada y la velocidad de evaporación en los distintos escenarios. A mayor temperatura ambiente se obtiene mayor evaporación. Las variaciones en la velocidad de evaporación es aproximadamente entre 2 y 3% cuando se modifica en 1°C. Este análisis no indica el orden de magnitud de los errores cuando existen variaciones en la temperatura.

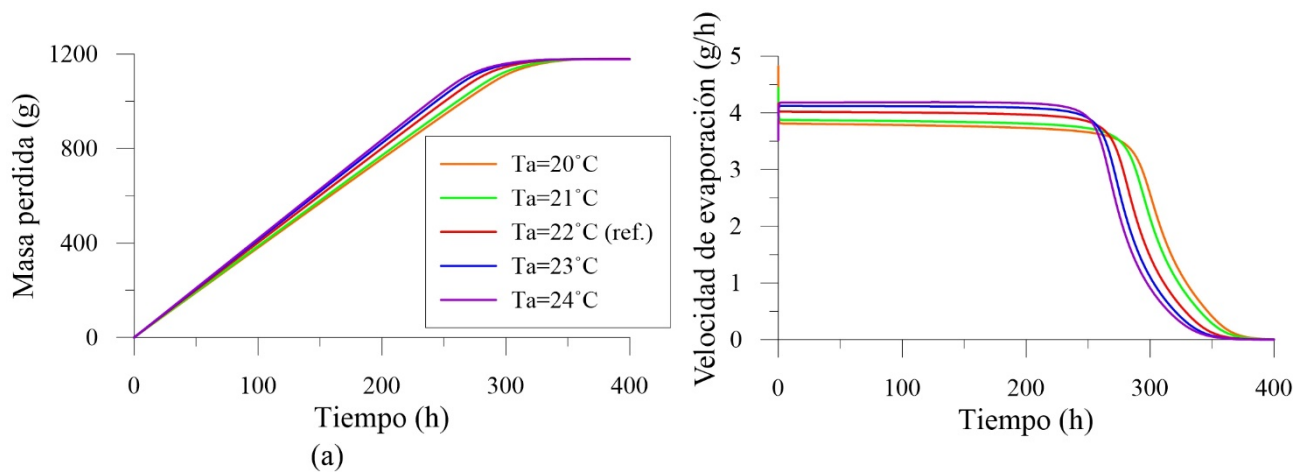


Figura 101. Influencia de la temperatura ambiente. (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

La evolución de la temperatura en superficie para los distintos casos se observa en la Figura 102. La temperatura comienza en 22°C (T^0) y en un corto periodo desciende o asciende dependiendo del flujo de calor. Una vez se termina la fase 1 la temperatura se eleva gradualmente hasta alcanzar la temperatura ambiente impuesta para cada caso.

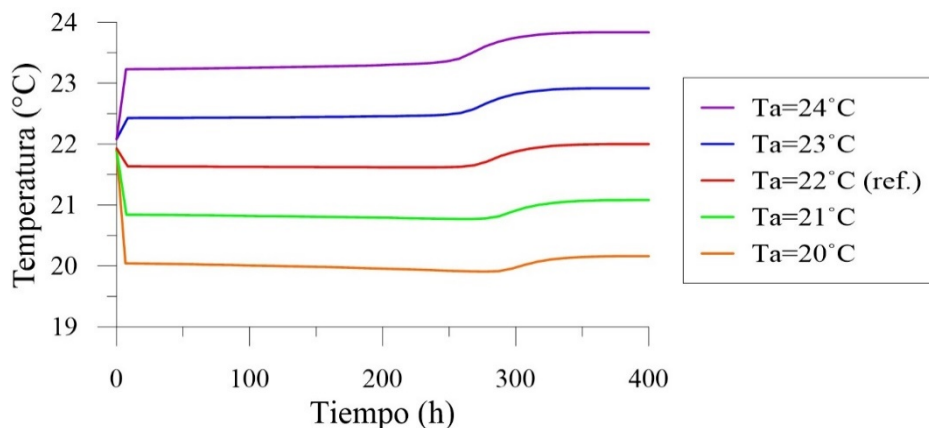


Figura 102. Evolución de la temperatura en un punto en la superficie para diferentes valores de T^0 durante las primeras horas.

5.2.10 Humedad relativa ambiente

Otra variable ambiental importante es la humedad relativa. En este apartado se analiza la sensibilidad entre un rango de 55 y 65%. Las modificaciones las condiciones de contorno en resumen en la Tabla 19.

Tabla 19. Condiciones contorno en el borde superior para distintos valores de humedad relativa ambiente.

	Parámetro	Valor		
Ambiente	T (°C)	22	22	22
	HR (%)	65	60	55
Fracción másica de vapor	ω_g^w (kg kg ⁻¹)	0.0104	0.0096	0.0088
Densidad de la fase gas	ρ_g (kg m ⁻³)	1.2112	1.2102	1.2092
Evaporación	E _a (g/h)	4.52	4.02	3.51
	E _a /E _a ^(ref)	1.12	1.00	0.87

En la Figura 103 se describe la evolución de la cantidad de agua evaporada y la velocidad de evaporación. Para valores menores de HR la evaporación es más rápida porque el gradiente de presión de vapor en el contorno es mayor. Para los casos propuestos se puede intuir una modificación del 2.5% aproximadamente por cada modificación en 1% de HR.

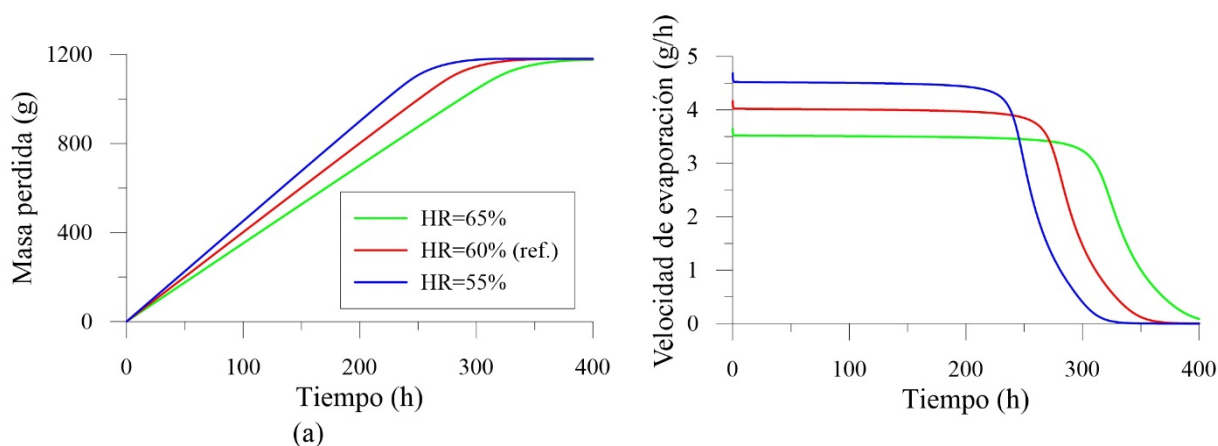


Figura 103. Influencia de la humedad relativa del ambiente. (a) Pérdida de agua vs tiempo. (b) Velocidad de evaporación vs tiempo.

El cambio de la humedad relativa en el ambiente puede provocar pequeños cambios en la temperatura de la superficie (ver Figura 104). Valores menores de HR producen menor temperatura porque los gradientes de presión de vapor son mayores y esto aumenta la cantidad de agua evaporada que enfría el sistema.

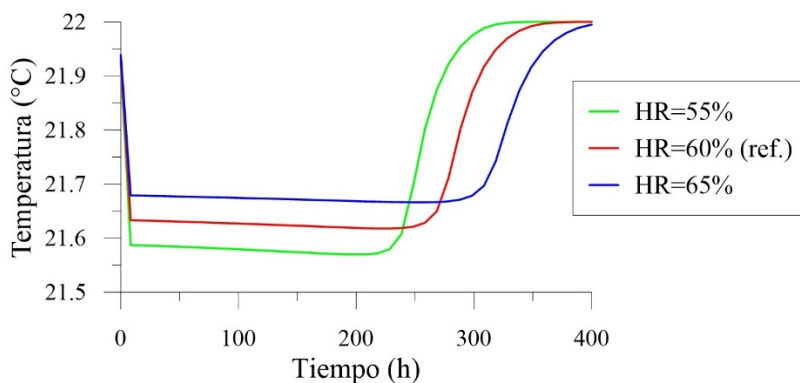


Figura 104. Evolución de la temperatura en un punto en la superficie para diferentes valores de T⁰ durante las primeras horas.

5.2.11 Conclusiones

En el modelo genérico no se observa con claridad la fase 3 de secado. Esto se debe al espesor del modelo y posiblemente la longitud característica (L_c) es mayor.

Los parámetros hidráulicos del suelo (permeabilidad y curva de retención) no tienen influencia en la velocidad de evaporación durante la fase 1 del proceso de secado. Sin embargo, estos controlan la duración de la fase 1 y las velocidades de evaporación en la fase 2.

Los parámetros térmicos del suelo (conductividad térmica y calor específico) tienen influencia en la velocidad de evaporación, sin embargo, su influencia es poco relevante.

El modelo de van Genuchten de curva de retención tiene cierta deficiencia en la zona seca. Esto provoca que la duración de la fase 1 sea extendida.

El proceso térmico tiene poca duración con respecto al proceso total de secado.

Los parámetros atmosféricos, representados por γ_e y β_g en las condiciones de contorno, tienen un alto impacto en la velocidad de evaporación. β_g controla la cantidad de agua que sale del sistema, mientras que γ_e controla el calor que ingresa al sistema.

5.3 Calibración en ensayos de columnas de suelo estratificadas

Este capítulo a manera de ejemplo, se plantea la calibración de 3 columnas rellenas con dos tipos arena homogénea, referidas como arena fina y arena gruesa, colocadas en capas de diferentes espesores. El experimento lo realizó Shokri et al. (2010) en columnas de 260 mm de alto, 75 mm de ancho y 11 mm de espesor. El material de arena fina consiste en partículas con diámetros que varían entre 0.1 a 0.5 mm y la arena gruesa tiene partículas de tamaño entre 0.3 y 0.9 mm. En la Figura 105 se muestran imágenes de los experimentos realizados, donde la arena fina se distingue con la letra F y la arena gruesa con la letra C.

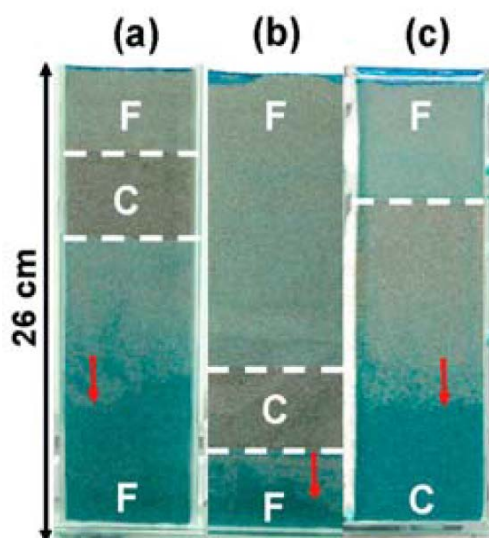


Figura 105. Imágenes de las columnas con arena fina y arena gruesa al final de la fase 1 (a) Columna A. (b) Columna B. (c) Columna C (Shokri et al., 2010).

La columna A está compuesta por una capa de 45 mm de arena fina, debajo 45 mm de arena gruesa y en el fondo nuevamente arena fina. La columna B contiene una primera capa de 160 mm de arena fina seguido de 45 mm de arena gruesa y en el fondo relleno de arena fina. Finalmente, la columna C contiene sólo dos capas, una primera capa de 70 mm de arena fina y una segunda de arena gruesa que va hasta el fondo.

Las columnas A y B se mantuvieron a una temperatura ambiente promedio de 25°C con una desviación estándar de 1% y una humedad relativa promedio de 45% con una desviación estándar de 6% (Shokri et al., 2010). La columna C estuvo a una temperatura ambiente igual a A y B, pero a una humedad relativa del 22% con una desviación estándar de 5%.

Con valores de succión medidos en laboratorio (Shokri et al., 2010) se ajustó el modelo de van Genuchten para obtener la curva de retención de los materiales. Las mediciones y la curva de retención ajustada se observan en la Figura 106. La porosidad, los parámetros del modelo de van Genuchten y la conductividad hidráulica saturada (Nima Shokri et al., 2008) se indican en la Tabla 20.

Tabla 20. Propiedades de la arena fina y arena gruesa (Shokri et al., 2010; Shokri et al., 2008).

	Parámetro	Arena fina	Arena gruesa
Porosidad	ϕ (-)	0.43	0.40
Curva de retención	λ (-)	0.75	0.75
	P_0 (MPa)	0.0031	0.0012
	S_{ls} (-)	0.10	0.1125
	S_{lr} (-)	1	1
Conductividad hidráulica	k_s (m/d)	58.8	225.1

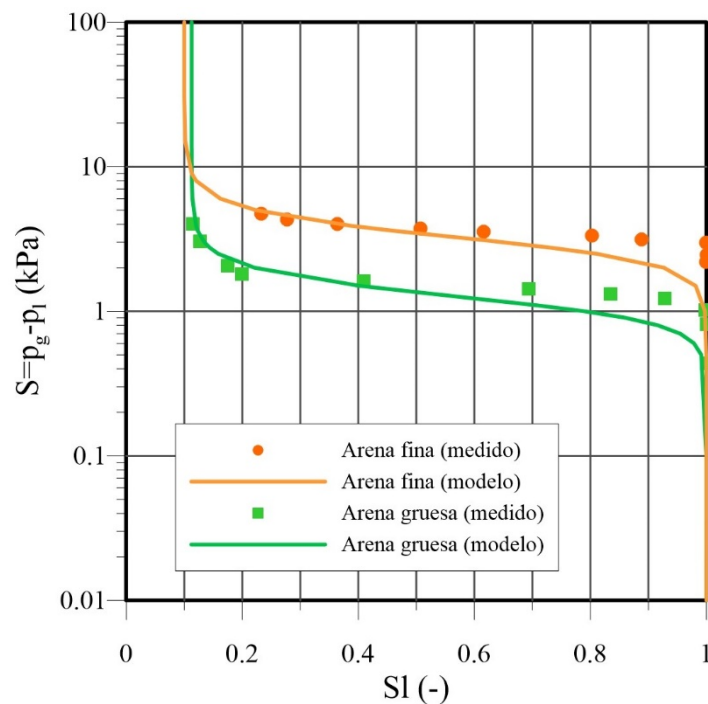


Figura 106. Mediciones y modelo de la curva de retención de la arena fina y arena gruesa.

5.3.1 Geometría y condiciones iniciales y de contorno

Los modelos se discretizaron en una malla de 5x55 con mayor refinamiento en el contorno superior, tal como se observa en la Figura 107. Las columnas están compuestas por dos materiales, arena fina y arena gruesa, con propiedades resumidas en la Tabla 21. Las propiedades hidráulicas se obtuvieron de investigaciones previas (Shokri et al., 2010; Shokri et al., 2008), mientras que las propiedades térmicas fueron asumidas con valores típicos.

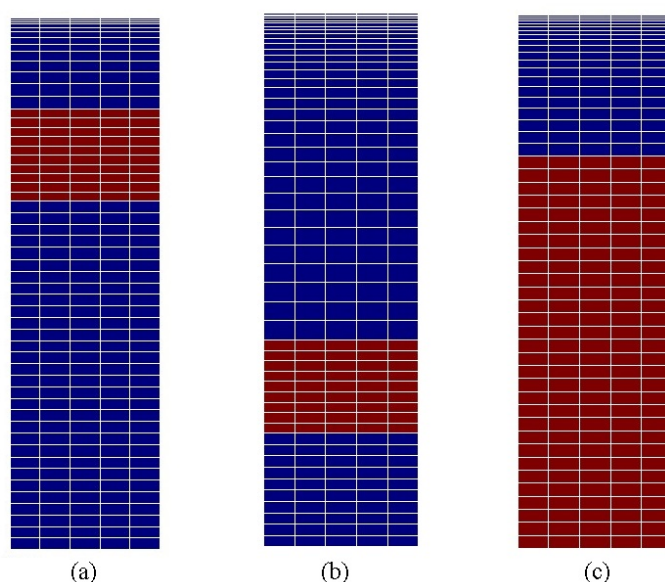


Figura 107. Discretización de los modelos. (a) Columna A. (b) Columna B. (c) Columna C.

Tabla 21. Propiedades del material

	Parámetro	Arena fina	Arena gruesa
Porosidad	ϕ (-)	0.43	0.40
Curva de retención	λ (-)	0.75	0.75
	P_0 (MPa)	0.0031	0.0012
	σ_0 (N m ⁻¹)	0.072	0.072
	S_{rl} (-)	0.10	0.1125
	S_{ls} (-)	1	1
Permeabilidad intrínseca	k (m ²)	6.93×10^{-11}	2.65×10^{-10}
Permeabilidad relativa de fase líquida	λ (-)	3.44	3.5
	A (-)	1	
Conductividad térmica	λ_s (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	2.9	
	λ_a (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	0.025	
	λ_w (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	0.58	
Calor específico fase sólida	C_s (J kg ⁻¹ °C ⁻¹)	1000	
Densidad fase sólida	ρ (kg m ⁻³)	2700	

Las condiciones del problema se resumen en la Tabla 22. La fracción másica de vapor se obtuvo de las condiciones atmosféricas, temperatura a 25°C y HR a 45% para las

columnas A y B y HR igual a 22% en la columna C. La presión de vapor saturada es dependiente de la temperatura y se calculó con la expresión (34)

$$p_v = 136075e^{\left(\frac{-5239.7}{273+T}\right)} \quad (35)$$

Empleando la ley de gases ideales, expresión (35), se obtiene la densidad de vapor saturada

$$\rho_v = \frac{p_v M}{R(273 + T)} \quad (36)$$

Finalmente la fracción másica se obtiene

$$\omega_g^w = \frac{\rho_v}{\rho_g} \quad (37)$$

El coeficiente de transferencia de masa se obtiene a partir de la expresión (37) (Gerard et al., 2009; Mpawenayo et al., 2016).

$$\beta_g = \frac{j_g^w}{\rho_v^0 - \rho_v^a} \quad (38)$$

donde j_g^w es el flujo de vapor en el gas y ρ_v^0 y ρ_v^a son las densidades de vapor en la superficie del suelo y en la atmósfera, respectivamente. Wilson et al., (1997) proponen β_g se dependiente de la saturación del contorno.

No se dispone de información de la temperatura de las muestras de suelo y se asume que la temperatura inicial de las muestras de suelo en las columnas es igual a la temperatura ambiente 25°C.

El valor de γ_e se adoptó igual a 100 J s⁻¹°C⁻¹. No obstante, Gerard et al. (2009) propone, asumiendo que todo el calor provisto por el ambiente del aire es usado para la vaporización del agua, la expresión (38).

$$\gamma_e = \frac{Le \cdot j_g^w}{T^a - T^0} \quad (39)$$

donde T^a y T^0 son las temperaturas del ambiente y de la superficie del suelo, respectivamente.

Tabla 22. Condiciones iniciales y de contorno.

	Condición	Columna A	Columna B	Columna C
Fracción másica de vapor	ω_g^w (kg kg ⁻¹)	0.0087	0.0087	0.0043
Densidad de la fase gas	ρ_g (kg m ⁻³)	1.2		
Temperatura	T^0 (°C)	25		
Transporte de vapor	β_g (m s ⁻¹)	3.0x10 ⁻³	2.4x10 ⁻³	5.2x10 ⁻³
Transporte de calor	γ_e (J s ⁻¹ °C ⁻¹)	100		

De la Figura 108 a la Figura 113 se compara los resultados de los modelos con las mediciones obtenidas por Shokri et al. (2010). Se observa que la velocidad de evaporación en la fase 1 es bien reproducida, con excepción de las fluctuaciones en las velocidades que son producidos por las variaciones de temperatura y HR del ambiente.

La duración de la fase 1 es subestimada en las columnas A y B, mientras en la columna C la duración es bastante sobreestimada. La duración de la fase 1 obtenida de los datos experimentales en las columnas A, B y C son 460, 880 y 150 h, respectivamente. Las duraciones de la fase 1 obtenidas con el modelo son 415 h en la columna A, 845 h en la columna B y 290 h en la columna C.

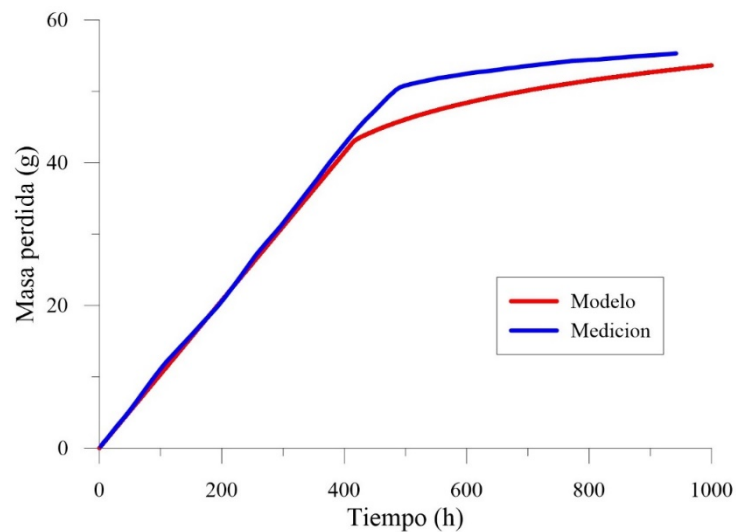


Figura 108. Cantidad de agua evaporada de la columna A.

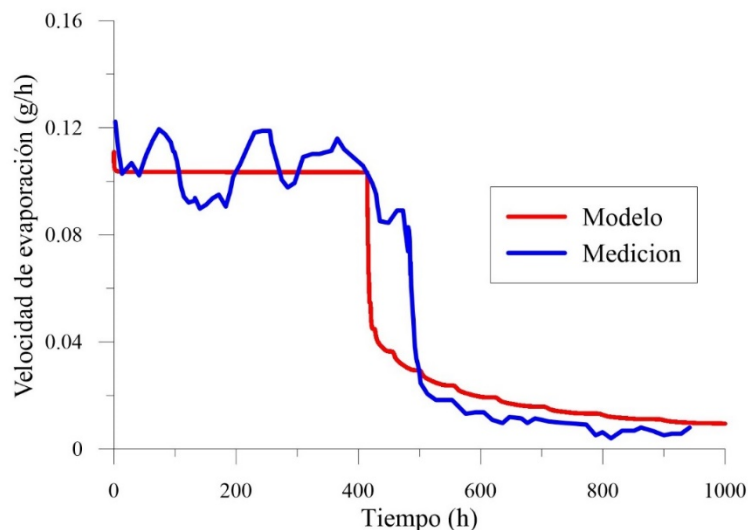


Figura 109. Velocidad de evaporación de la columna A.

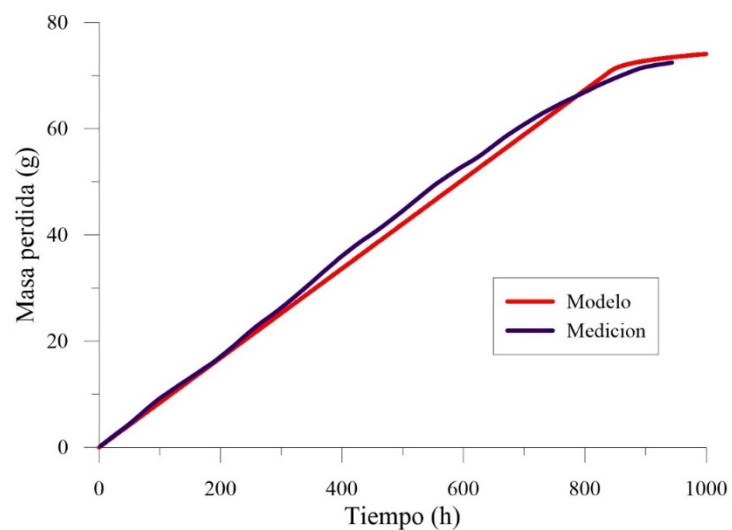


Figura 110. Cantidad de agua evaporada de la columna B.

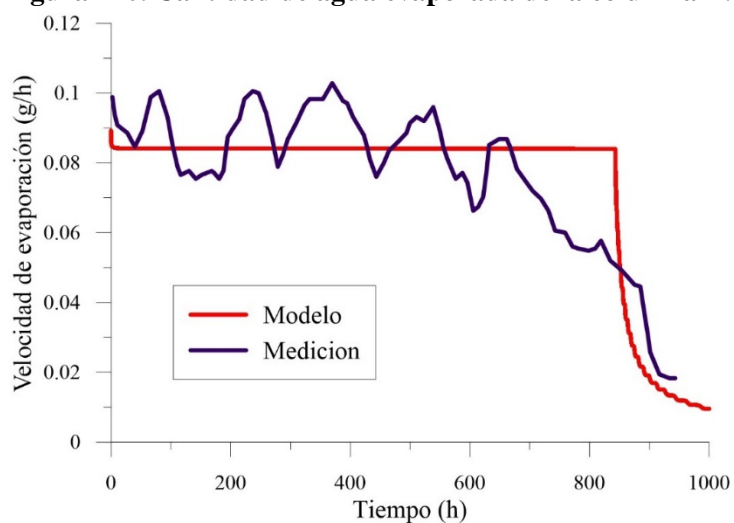


Figura 111. Velocidad de evaporación de la columna B.

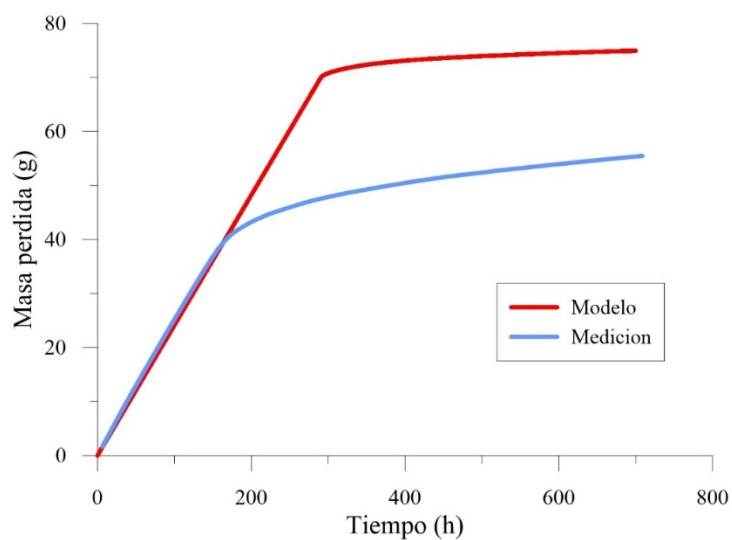


Figura 112. Cantidad de agua evaporada de la columna C.

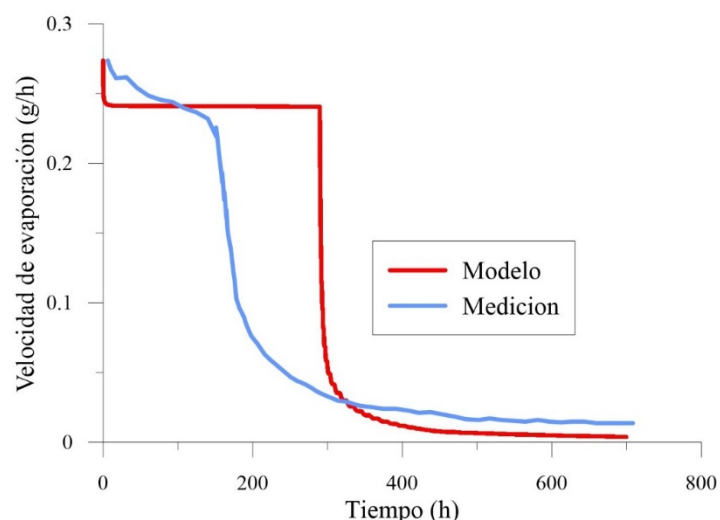


Figura 113. Velocidad de evaporación de la columna C.

En la Figura 114 observa la saturación de las columnas al final de la fase 1 obtenida por el modelo. El color azul indica la zona seca. Midiendo esta longitud se puede estimar la longitud característica (L_c). La medidas de L_c en las columnas A, B y C fueron 17.9, 22.4 y 18.8 cm, respectivamente (ver Figura 105), sin embargo, con el modelo se obtuvo valores de 9, 20.5 y 22 cm. En el caso de la columna A y B, se sobreestima L_c y en la columna C se subestima.

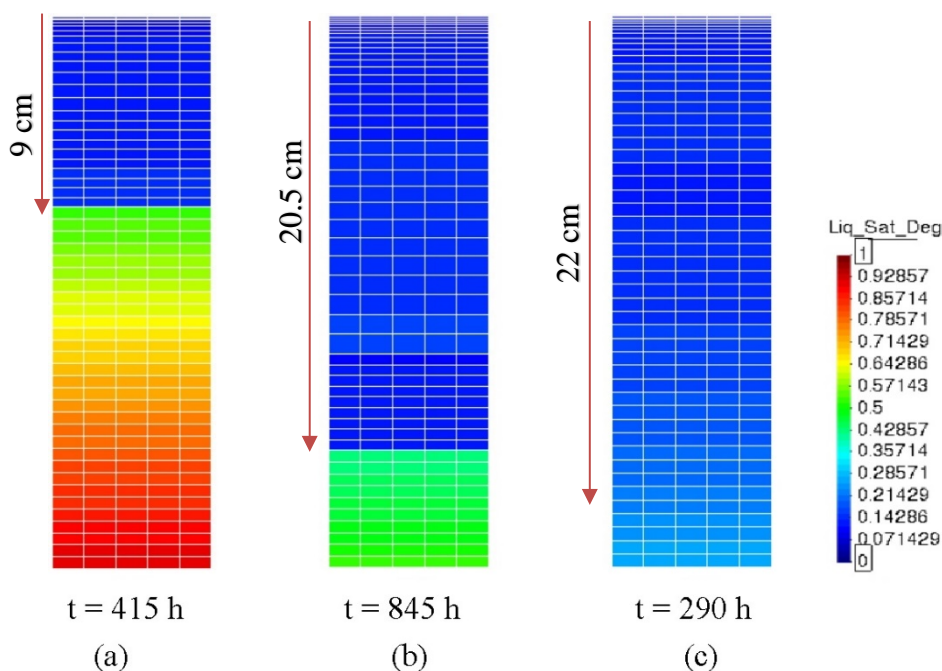


Figura 114. Resultado gráfico de la saturación de líquido en las columnas al final de la fase 1. (a) Columna A. (b) Columna B (c) Columna C.

A pesar que no existe mediciones de la temperatura dentro de las columnas de arena, se analiza la evolución de la temperatura en 4 puntos. Los puntos de referencia se encuentran

en el centro de la columna y están ubicados en la superficie, 6 cm bajo la superficie, 13 cm bajo la superficie y a 24 cm bajo la superficie.

En la Figura 115 se observa la evolución de la temperatura en los puntos mencionados de las 3 columnas. Al inicio del secado existe un descenso de la temperatura. Los puntos más próximos a la superficie son donde se produce menores temperaturas debido a estar cerca de donde se produce la vaporización. Otro factor que incide es que en el contorno inferior también se disipa calor. Finalmente es importante resaltar es el aumento de la temperatura de forma gradual al finalizar la fase 1.

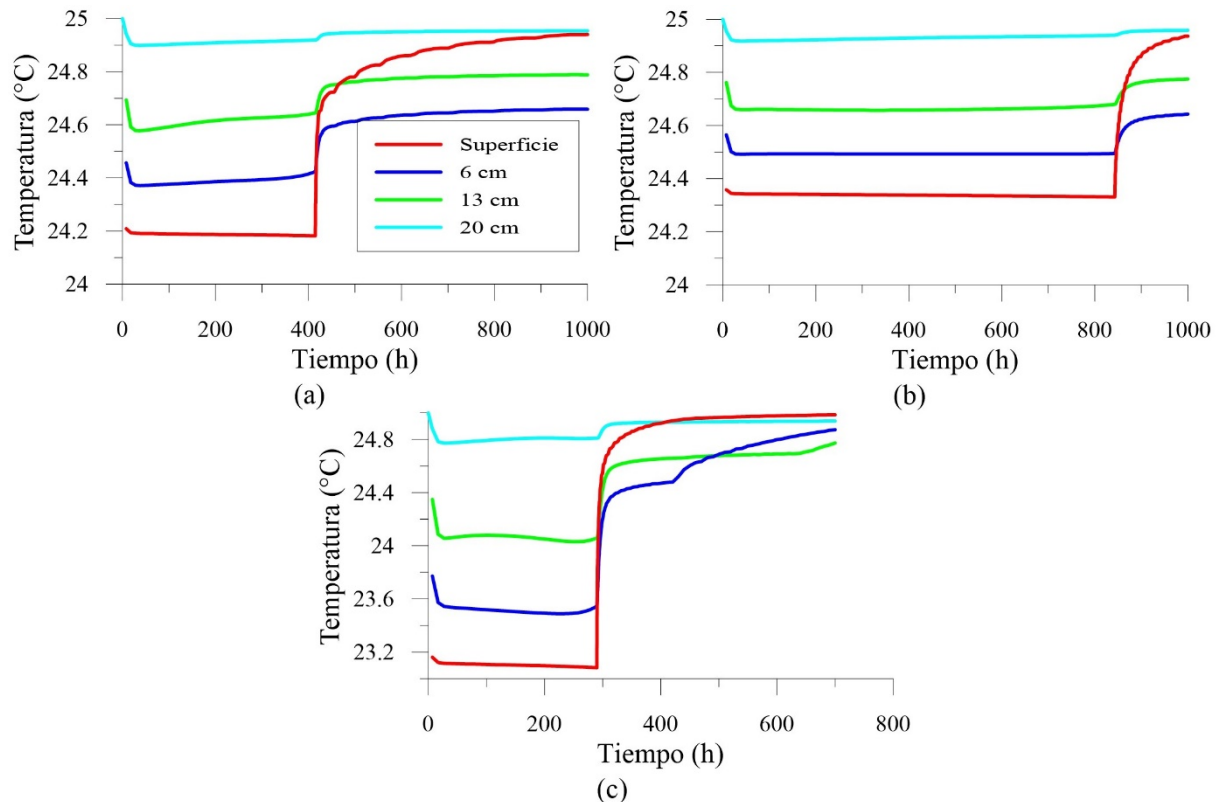


Figura 115. Evolución de la temperatura en 4 puntos de la columna. (a) Columna A. (b) Columna B. (c) Columna C.

5.4 Comparación arena con plomo

En este apartado se compara el modelo numérico de dos materiales con distintas propiedades térmicas. Los materiales escogidos son arena y partículas de plomo (como medio poroso). El valor promedio de conductividad térmica de las partículas sólidas de una arena es $3 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ (Fredlund et al., 2012) y el calor específico de los componentes del suelo ronda entre 800 y $1000 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$. Mientras, el plomo tiene propiedades térmicas de $35 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ y $129 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$ en conductividad térmica y calor específico, respectivamente.

Se adopta iguales propiedades hidráulicas para ambos materiales. Las propiedades térmicas e hidráulicas se resumen en la Tabla 23.

Tabla 23. Propiedades de los material tipo arena y tipo plomo.

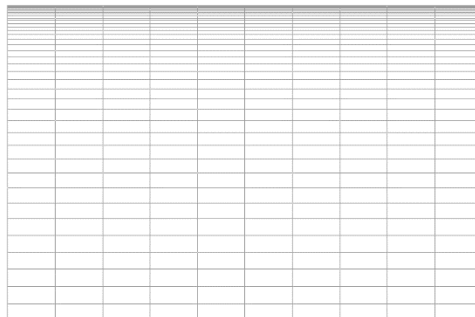
	Parámetro	Arena	Plomo
Porosidad	ϕ (-)	0.5	
Curva de retención	λ (-)	0.6	
	P_0 (MPa)	0.006	
	S_{ls} (-)	1	
	S_{lr} (-)	0.02	
Permeabilidad intrínseca	k (m ²)	5×10^{-11}	
Permeabilidad relativa de fase líquida	λ (-)	3	
	A (-)	1	
Conductividad térmica	λ_s (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	2.9	35
	λ_a (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	0.025	0.025
	λ_w (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	0.58	0.58
Calor específico fase sólida	C_s (J kg ⁻¹ °C ⁻¹)	1000	130
Densidad fase sólida	ρ (kg m ⁻³)	1000	11300

Así mismo se adopta igualdad de condiciones para los dos modelos. Estas se resumen en la Tabla 24.

Tabla 24. Condiciones iniciales y de contorno.

	Condición	Valor
Temperatura (ambiente)	T	30
Humedad relativa (ambiente)	HR	60
Fracción másica de vapor	ω_g^w (kg kg ⁻¹)	0.0087
Densidad de la fase gas	ρ_g (kg m ⁻³)	1.18
Temperatura	T^0 (°C)	25
Transporte de vapor	β_g (m s ⁻¹)	3.0×10^{-3}
Transporte de calor	γ_e (J s ⁻¹ °C ⁻¹)	100

Se discretizó en una malla estructura de 10x40 elementos y mayor refinamiento hacia el contorno superior (ver Figura 116).

**Figura 116. Discretización del dominio.**

5.4.1 Resultados

Los resultados que se comparan son la cantidad de agua evaporada (Figura 117), la velocidad de evaporación (Figura 118) y la temperatura en la superficie (Figura 119). Se observa que el agua se evapora más rápido en el plomo, por tanto tiene una mayor velocidad de evaporación, aunque las diferencias son pequeñas. Esto ocurre debido a que el plomo tiene una mayor conductividad térmica y disipa más rápido la energía. Además se observa que el plomo tiene mayor temperatura en la superficie que también se debe a la disipación de energía.

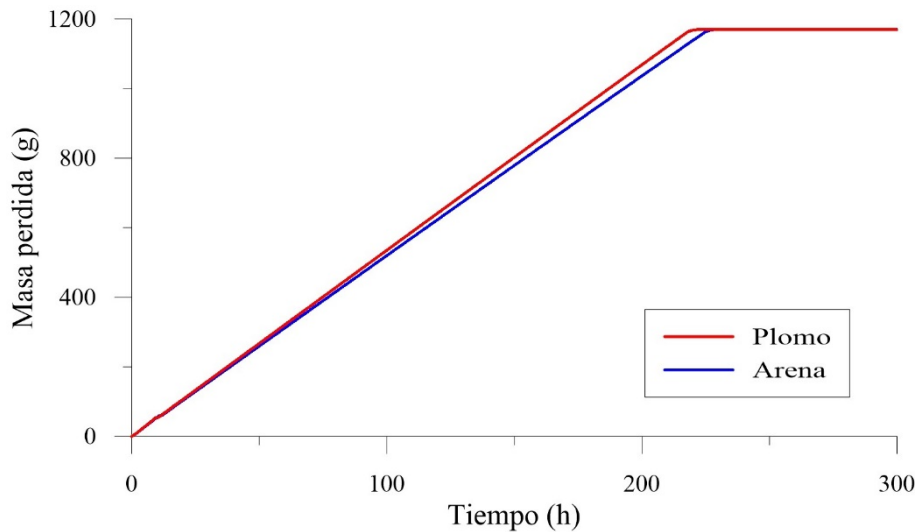


Figura 117. Cantidad de agua evaporada

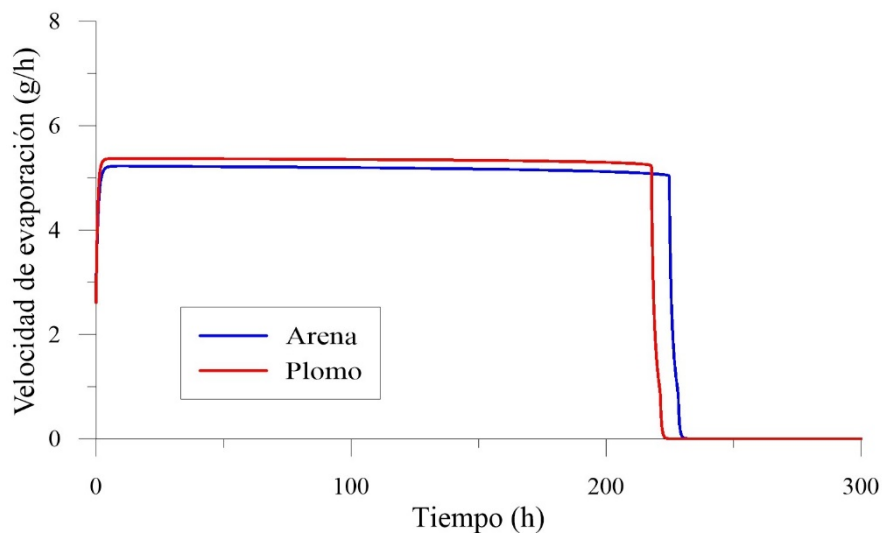


Figura 118. Velocidad de evaporación.

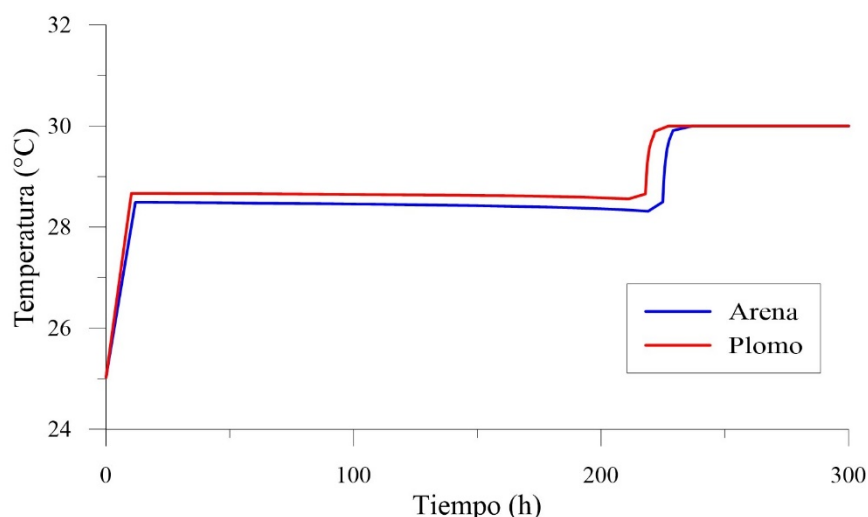


Figura 119. Evolución de la temperatura.

5.5 Calibración ensayos en laboratorio sin viento

En el capítulo 3 se describen e indican los resultados obtenidos de ensayos laboratorio a atmósfera abierta. En este apartado se describen los parámetros de los materiales y las condiciones de contorno utilizadas para reproducir los resultados obtenidos en laboratorio con modelos desarrollados en el programa CODE_BRIGHT.

Los ensayos se realizaron en tres tipos de materiales, agua, arcilla y arena, ya descritos anteriormente. Los parámetros utilizados para la calibración de los ensayos a atmósfera abierta en laboratorio se indican en la Tabla 25.

Tabla 25. Parámetros de los materiales utilizados.

	Parámetro	Agua	Arcilla	Arena
Porosidad	ϕ (-)	0.99	0.48	0.38
Curva de retención	λ (-)	0.9	0.3	0.7
	P_0 (MPa)	0.0001	0.1	0.004
	σ_0 (N m ⁻¹)	0.072		
	S_{ls} (-)	1		
	S_{lr} (-)	0	0.02	0
Permeabilidad intrínseca	k (m ²)	10^{-7}	10^{-16}	2×10^{-11}
Permeabilidad relativa de fase líquida	λ (-)	ITYCL 5	3	3
	A (-)	-	1	1
Conductividad térmica	λ_s (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	0.58	2.9	2.9
	λ_a (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	0.025	0.025	0.025
	λ_w (W m ⁻¹ °C ⁻¹)	0.58	0.58	0.58
Calor específico fase sólida	C_s (J kg ⁻¹ °C ⁻¹)	4180	1000	1000
Densidad fase sólida	ρ (kg m ⁻³)	1000	2700	2700

Para simular el agua se utilizó un artificio que consiste en considerar el agua como un material de alta porosidad ($\phi=0.99$), una alta permeabilidad intrínseca del material (10^{-7} m^2) y una curva de retención con baja succión.

Se usó el modelo de van Genuchten en las curvas de retención (ver Figura 120a). Con respecto a la permeabilidad de la fase líquida (agua) se usó una ley cúbica para reducir el paso de agua conforme se desatura el suelo y en el caso del material tipo agua se considera una permeabilidad constante. La evolución de la permeabilidad de la fase líquida con respecto al grado de saturación de la fase líquida se presenta en la Figura 120b.

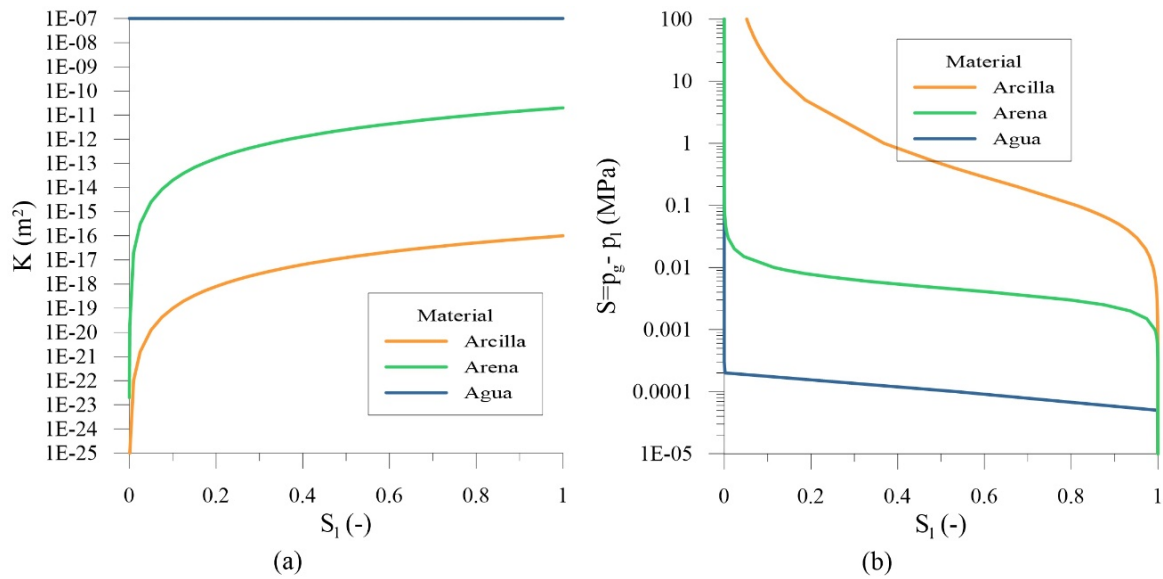


Figura 120. Parámetros de los materiales. (a) Permeabilidad de la fase líquida. (b) Curvas de retención.

Las bandejas tienen un área promedio de 540 cm^2 , y para reproducir el área de la superficie expuesta a la atmósfera se utilizan modelos 2D de 5.4 cm de ancho (por 1 m de longitud). La altura de los modelos es diferente en cada material, y son de 3 , 2 y 1.7 cm para los materiales agua, arcilla y arena, respectivamente. El dominio de los modelos se discretizó con una malla estructurada de elementos rectangulares, divididos en 10 elementos en horizontal y 30 en vertical, concentrando elementos en el contorno superior. La geometría y malla de los modelos se presentan en la Figura 121.

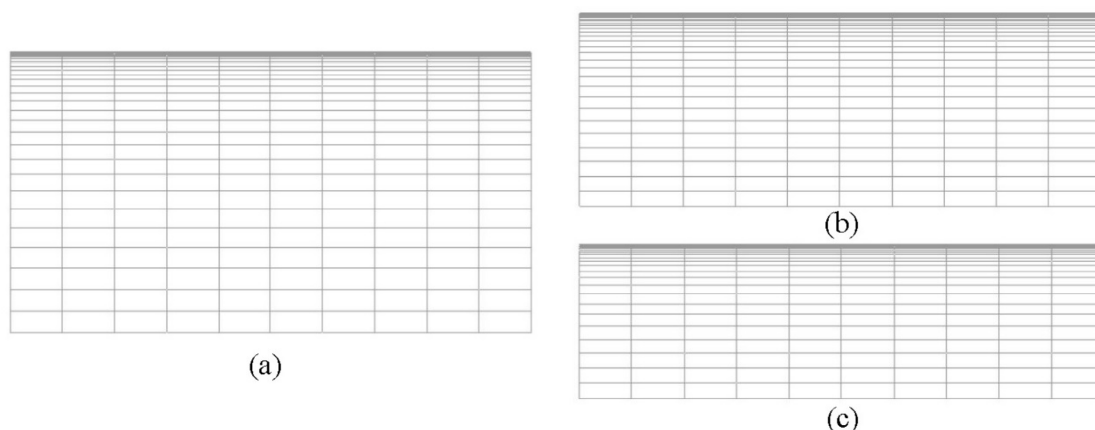


Figura 121. Malla de elementos finitos (a) bandeja con agua, (b) bandeja con arcilla y (c) bandeja con arena.

Los ensayos se realizaron bajo condiciones de temperatura de 22°C y HR de 60%. Las condiciones de contorno utilizadas en los modelos LC-W (agua), LC-C (arcilla) y LC-S (arena) se resumen en la Tabla 26.

Tabla 26. Condiciones iniciales y de contorno en ensayos en ambiente de laboratorio.

Modelo	LC-W-1	LC-C-1	LC-S-1
Material	Agua	Arcilla	Arena
T^0 (°C)	22		
HR (%)	60		
ρ_a^0 (kg m ⁻³)	1.2102		
ρ_v^0 (kg m ⁻³)	0.0117		
ω_g^0 (kg kg ⁻¹)	0.0096		
β_g (m s ⁻¹)	$2 \times 10^{-3} - 3.4 \times 10^{-3}$	2.5×10^{-3}	$2.1 \times 10^{-3} - 2.7 \times 10^{-3}$
γ_e (J s ⁻¹ °C ⁻¹)	10^5		

La fracción de masa de vapor de agua en el aire se impuso en el contorno superior del modelo, y es igual en todos los modelos. El parámetro de condición de contorno β_g tiene gran influencia en los modelos. Para comparar los modelos de CODE_BRIGHT con los resultados de los ensayos en laboratorio se evalúa la masa perdida por evaporación de la muestra en el tiempo.

La comparación de los modelos LC-W, LC-C y LC-S con los resultados de laboratorio se exponen en la Figura 122, en la Figura 123 y en la Figura 124, respectivamente. Se observa que hay una buena aproximación de los modelos en todos los modelos. Sin embargo, se observa una fuerte influencia del parámetro β_g que varía entre 2×10^{-3} y 3.4×10^{-3} . El modelo falla al representar la fase 2, produce una transición brusca y esto se debe probablemente a una limitación del modelo de van Genuchten.

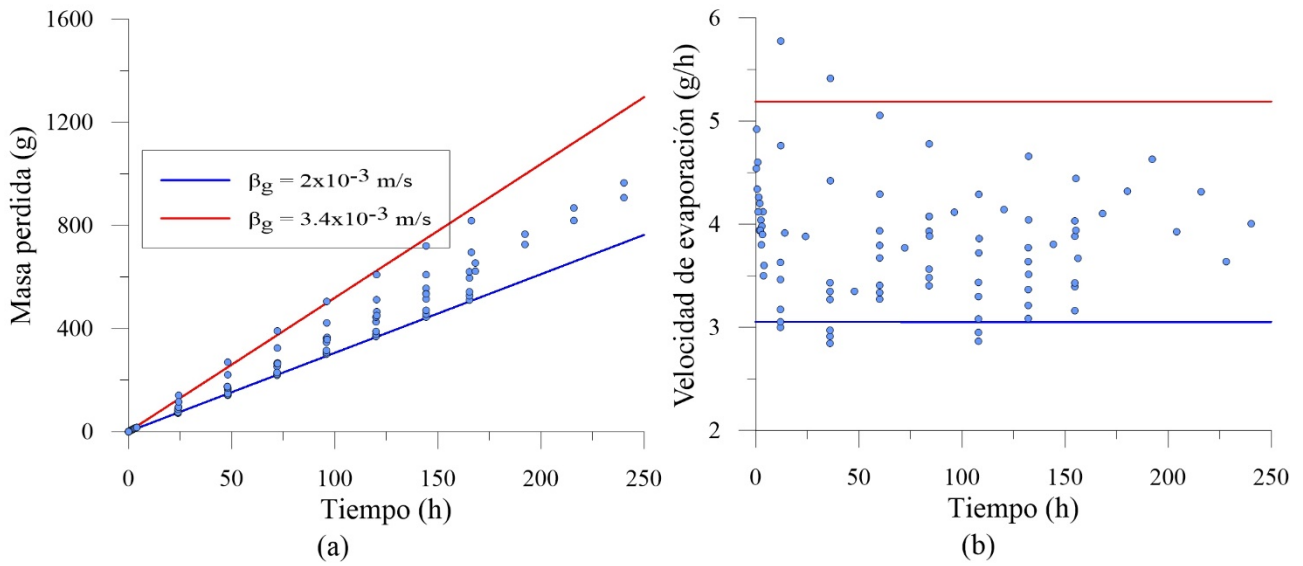


Figura 122. Modelo calibrado de la evaporación en bandejas con agua con $\gamma_e=10^5 \text{ J s}^{-1} \text{ C}^{-1}$.
(a) Cantidad de agua evaporada. (b) Velocidad de evaporación.

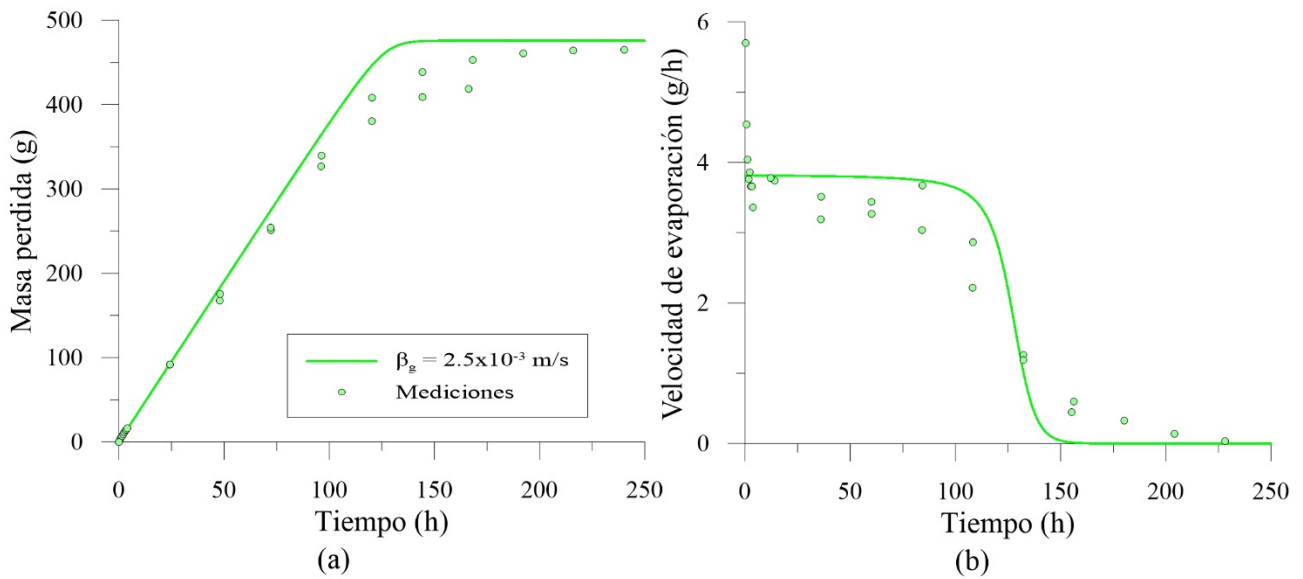
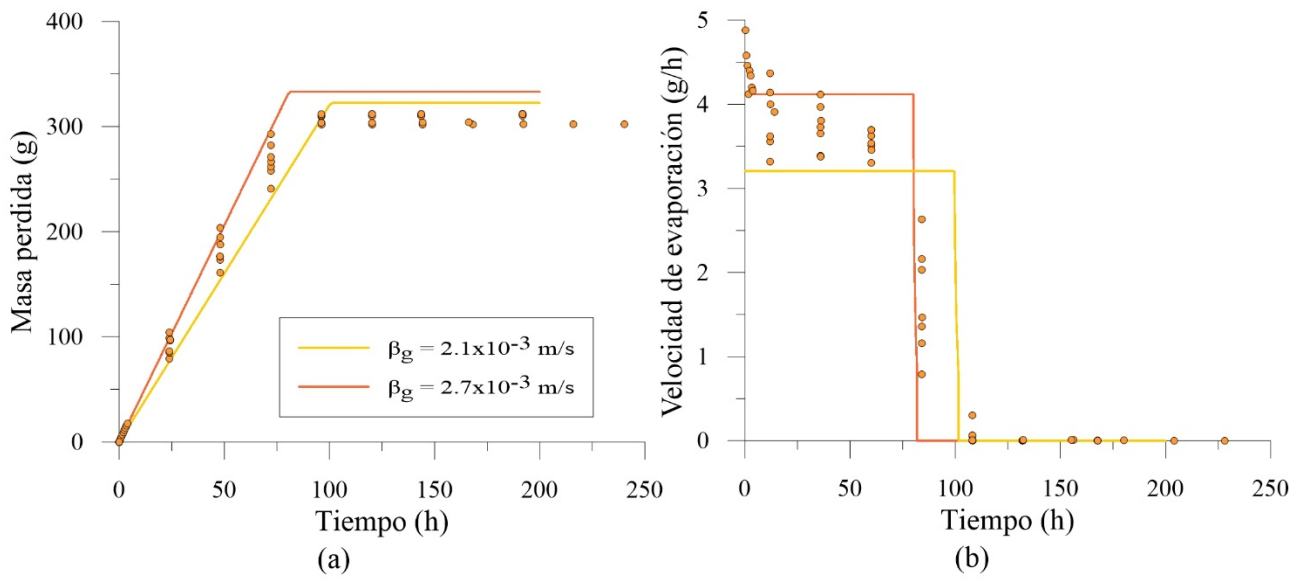
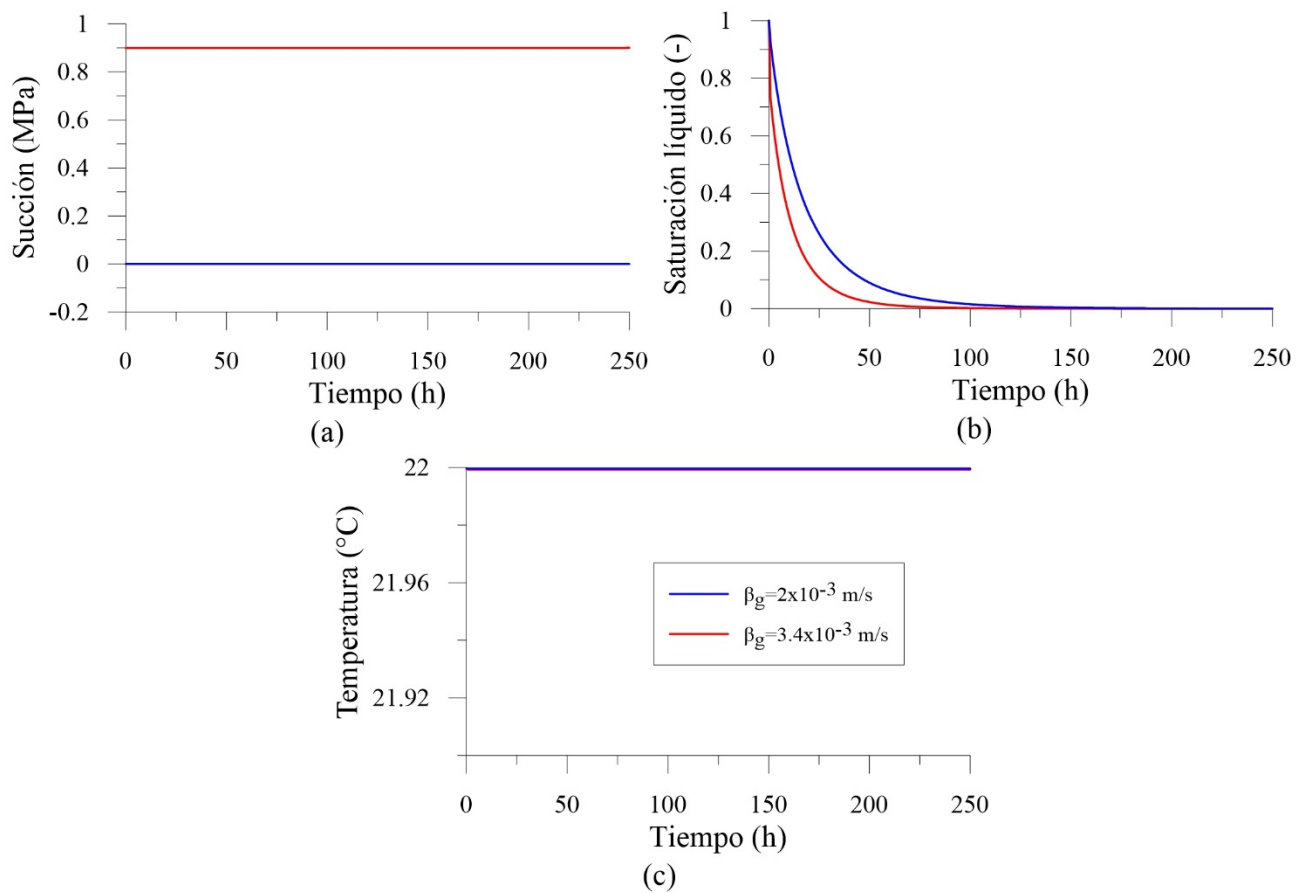


Figura 123. Modelo calibrado de la evaporación en bandejas con arcilla con $\gamma_e=10^5 \text{ Js}^{-1} \text{ C}^{-1}$.
(a) Cantidad de agua evaporada. (b) Velocidad de evaporación.



**Figura 124. Modelo calibrado de la evaporación en bandejas con arena con $\gamma_e=10^5 \text{ J s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.
(a) Cantidad de agua evaporada. (b) Velocidad de evaporación.**

La variación de succión, saturación y temperatura se observan de la Figura 125 a la Figura 127.



**Figura 125. Evolución en superficie de los modelos LC-W-1. (a) Succión. (b) Saturación.
(c) Temperatura.**

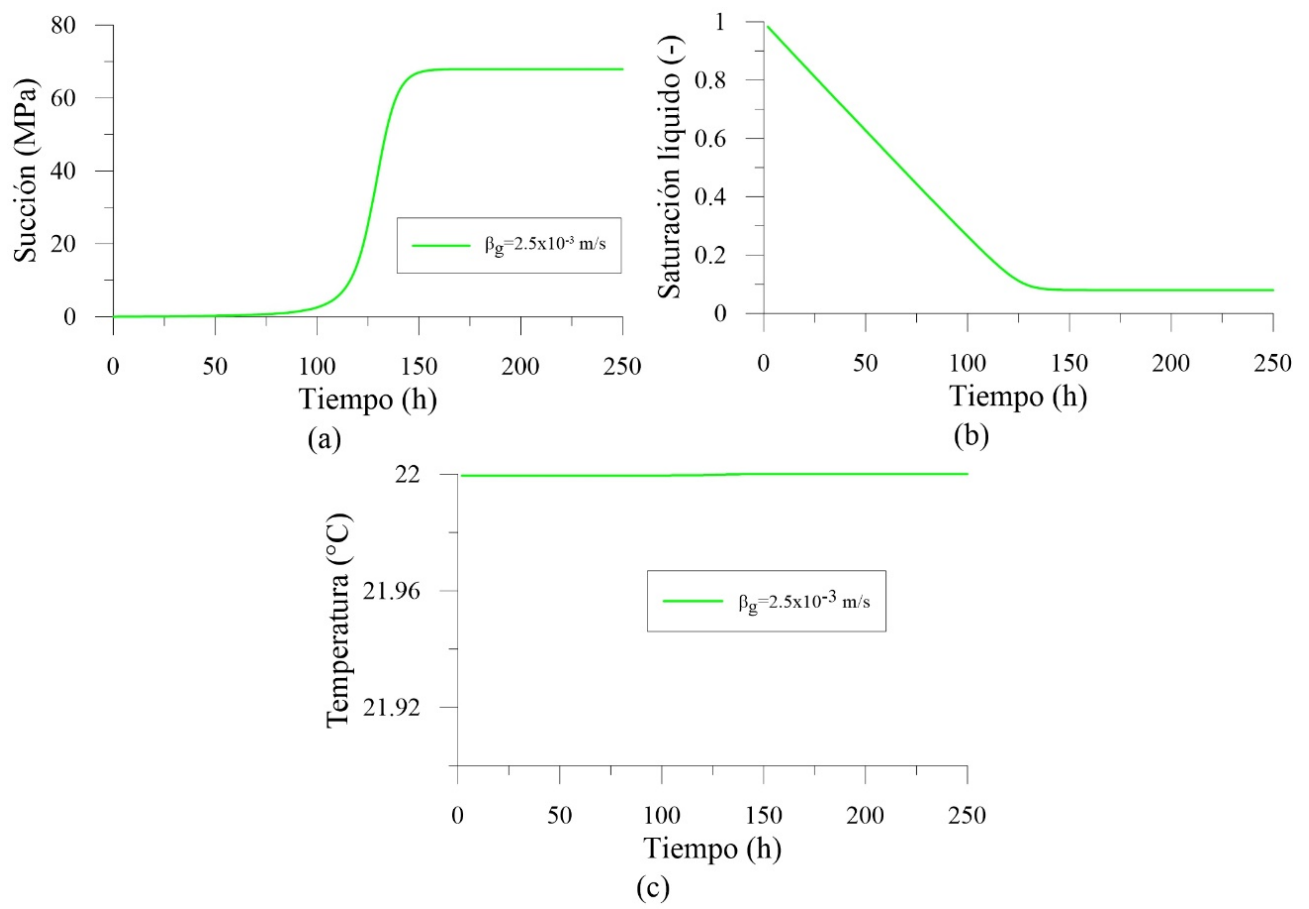


Figura 126. Evolución en superficie del modelo LC-C-1. (a) Succión. (b) Saturación. (c) Temperatura.

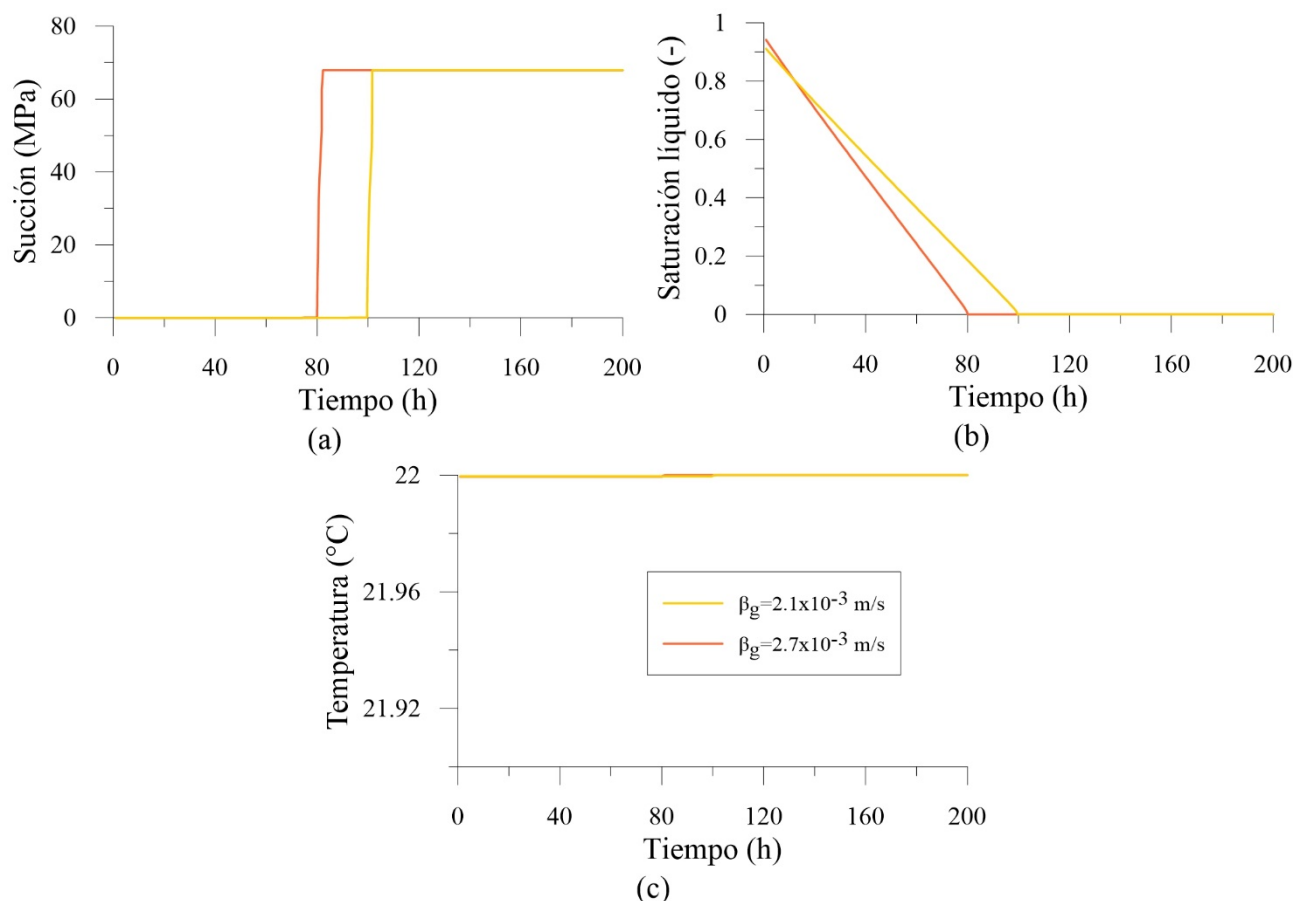


Figura 127. Evolución en superficie de los modelos LC-S-1. (a) Succión. (b) Saturación. (c) Temperatura.

En los casos anteriores se utiliza un valor alto de γ_e para que la temperatura del dominio sea igual a la atmósfera (contorno). Sin embargo, la evaporación es un proceso endotérmico y la temperatura del dominio es menor que la temperatura del aire. Para este caso se analiza los ensayos anteriores empleando un γ_e igual a $10 \text{ J s}^{-1} \text{ °C}^{-1}$. Las propiedades de los materiales se mantienen y las condiciones de contorno modificadas se muestran en la Tabla 27.

Tabla 27. Condiciones contorno modificadas en ensayos en ambiente de laboratorio.

Modelo	LC-W-2	LC-C-2	LC-S-2
Material	Agua	Arcilla	Arena
$\beta_g \text{ (m s}^{-1}\text{)}$	$2.9 \times 10^{-3} - 5.5 \times 10^{-3}$	2.5×10^{-3}	$3 \times 10^{-3} - 4.5 \times 10^{-3}$
$\gamma_e \text{ (J s}^{-1} \text{ °C}^{-1}\text{)}$	10		

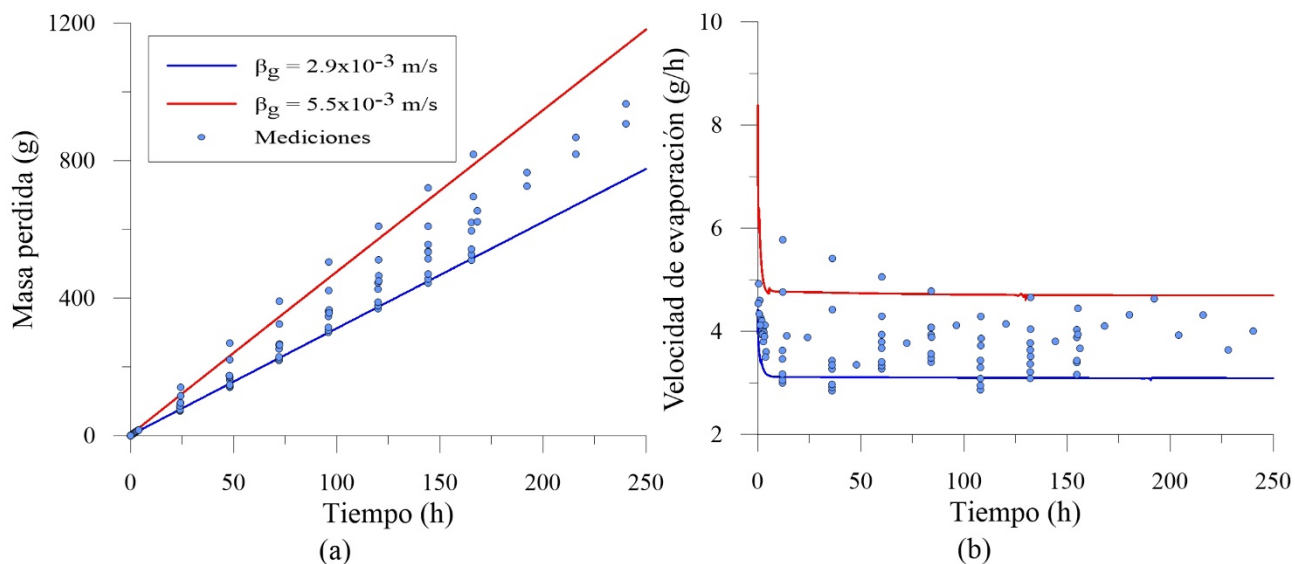


Figura 128. Modelo calibrado de la evaporación en bandejas con agua utilizando $\gamma_e = 10 \text{ J s}^{-1} \text{ C}^{-1}$. (a) Cantidad de agua evaporada. (b) Velocidad de evaporación.

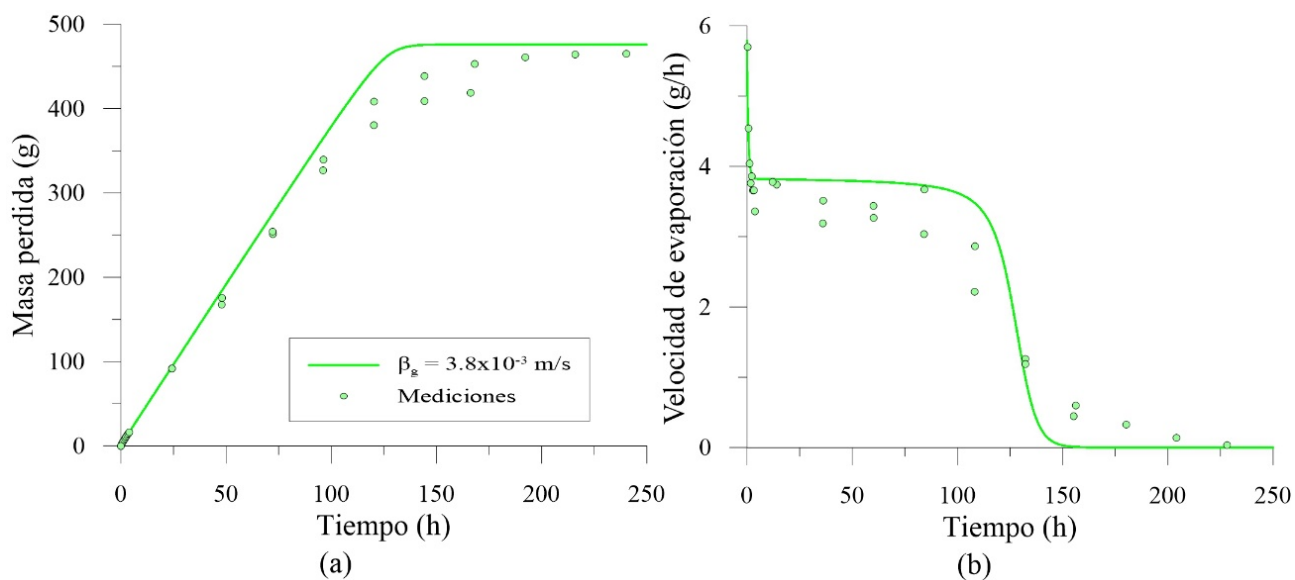


Figura 129. Modelo calibrado de la evaporación en bandejas con arcilla utilizando $\gamma_e = 10 \text{ J s}^{-1} \text{ C}^{-1}$. (a) Cantidad de agua evaporada. (b) Velocidad de evaporación.

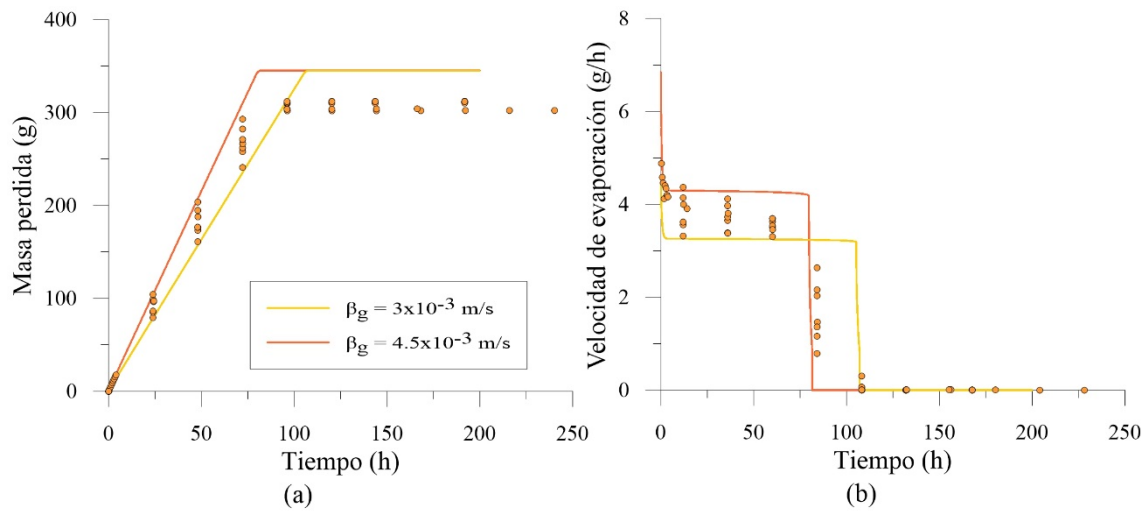


Figura 130. Modelo calibrado de la evaporación en bandejas con arena utilizando $\gamma_e=10 \text{ J s}^{-1}\text{C}^{-1}$. (a) Cantidad de agua evaporada. (b) Velocidad de evaporación.

En la Figura 131, Figura 132 y Figura 133 se presentan la evolución de la succión, saturación y temperatura en superficie en las muestras de agua, arcilla y arena, respectivamente. La mayor diferencia entre ambos modelos ($\gamma_e=10^5 \text{ J s}^{-1}\text{C}^{-1}$ y $\gamma_e=100 \text{ J s}^{-1}\text{C}^{-1}$) se refleja en la evolución de la temperatura (ver Figura 131c, Figura 132c y Figura 133c), en donde la temperatura desciende a valores menores de la temperatura ambiente (22°C).

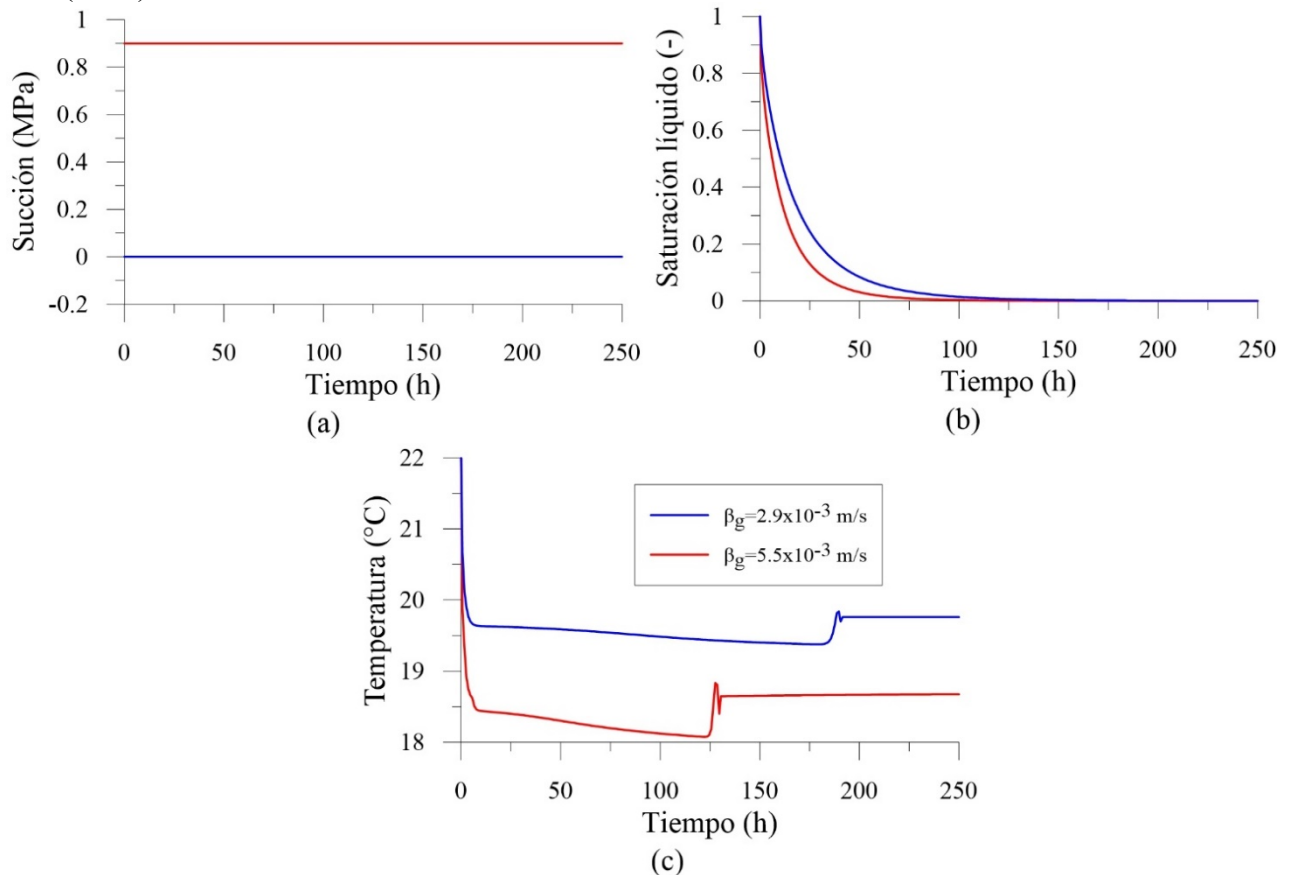


Figura 131. Evolución en superficie de los modelos LC-W-2. (a) Succión. (b) Saturación. (c) Temperatura.

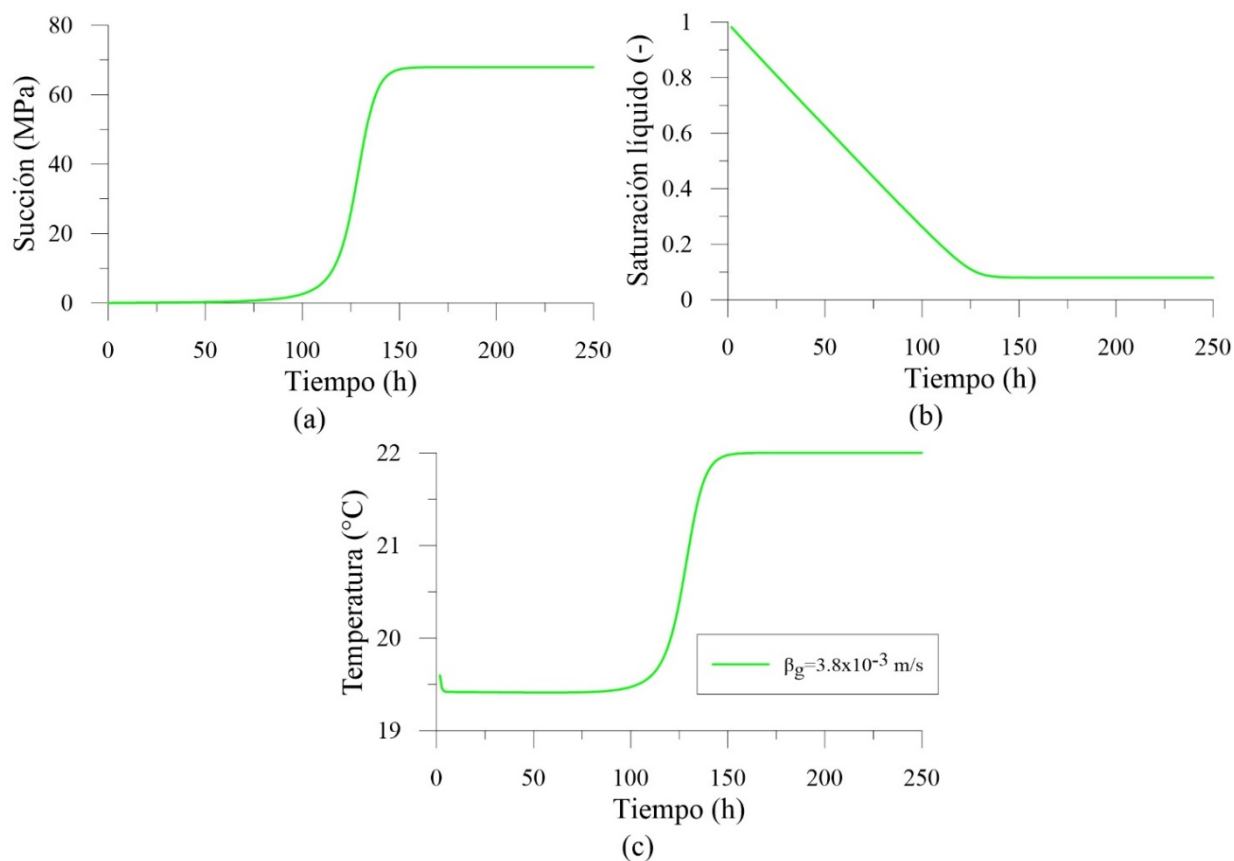


Figura 132. Evolución en superficie del modelo LC-W-2. (a) Succión. (b) Saturación. (c) Temperatura.

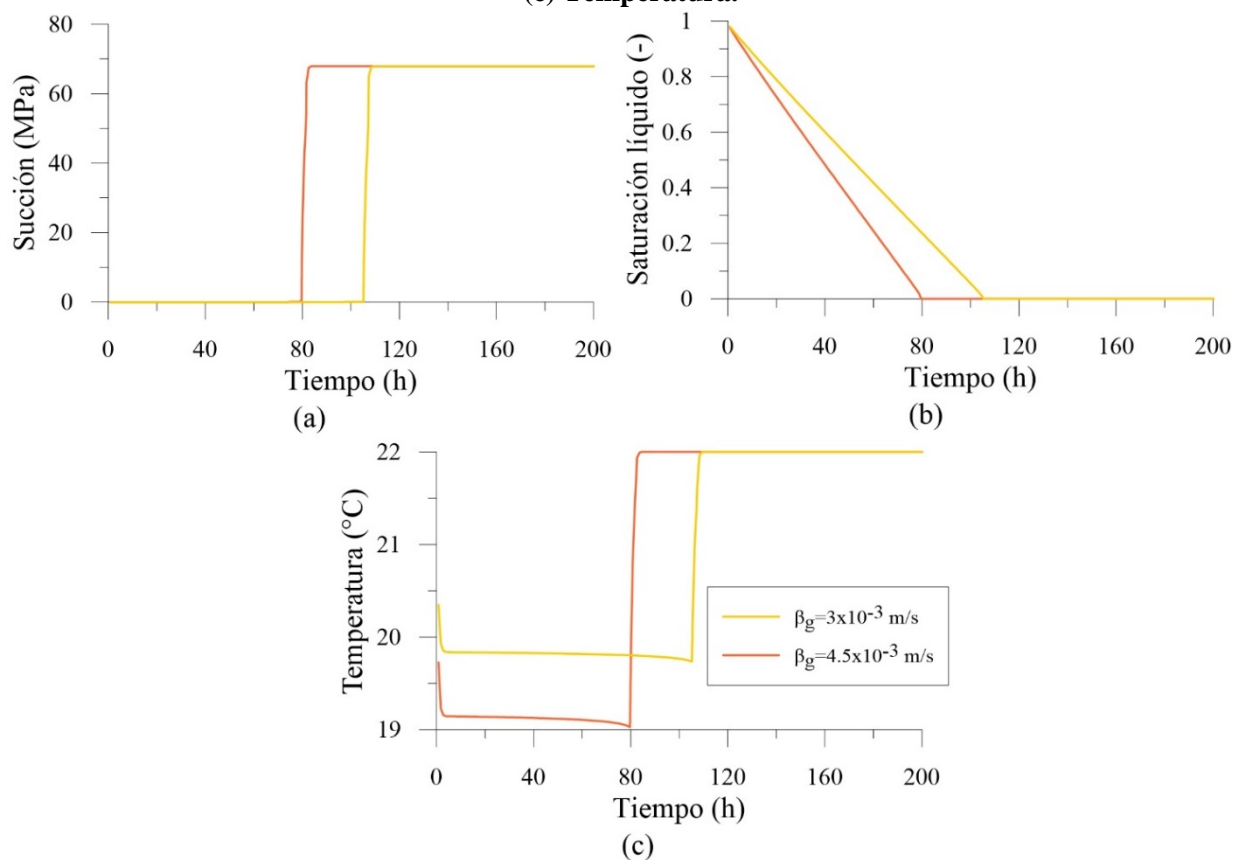


Figura 133. Evolución en superficie de los modelos LC-S-2. (a) Succión. (b) Saturación. (c) Temperatura.

5.6 Calibración ensayos en laboratorio con viento

Para calibrar los ensayos con viento se emplea la condición de contorno utilizada a partir de la ecuación de balance de energía en superficie, igual a lo propuesto por Cuadrado (2018). Adoptando la condición de atmósfera neutra se calcula los coeficientes de transferencia entre el suelo y la atmósfera (β_g y γ_e) con las siguientes expresiones:

$$\beta_g = \frac{1}{r_a} \quad (40)$$

$$\gamma_e = \frac{C_a}{r_h} \quad (41)$$

donde r_a es la resistencia aerodinámica ($\text{m}^{-1} \text{s}$), C_a es la capacidad calorífica volumétrica del aire ($1200 \text{ J m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) y r_h es la resistencia aerodinámica a la difusión de calor (normalmente igual a r_a).

Para el cálculo de la resistencia atmosférica utiliza la siguiente expresión en función de la velocidad del viento:

$$r_a = \frac{1}{k^2 \bar{U}} \ln^2 \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (42)$$

donde k es la constante de von Kármán (varía entre 0.39 y 0.42), \bar{U} es la velocidad media del viento (m/s) y z_0 es la longitud de rugosidad (m) y z es la distancia de medida.

La expresión (41) es usada para escalas de campo y amplias extensiones, sin embargo, se analiza para comprobar la aplicabilidad en los ensayos de laboratorio. Los valores adoptados se resumen en la Tabla 27, donde los valores adoptados de la expresión (41) son $k=0.41$, $z_0=0.001\text{m}$ y $z=2\text{m}$ (tomando en cuenta que esta es la distancia a la que usualmente registran equipos de medición).

Tabla 28. Condiciones contorno modificadas en ensayos en ambiente de laboratorio.

$\bar{U} \text{ (m s}^{-1}\text{)}$	5	10	15
$\beta_g \text{ (m s}^{-1}\text{)}$	0.0145	0.0291	0.0436
$\gamma_e \text{ (J s}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}\text{)}$	17.46	34.92	52.37

En la Figura 134, Figura 135 y Figura 136 se muestran los resultados de modelos con viento entre rangos de 5 a 15 m/s . La fluctuación tiene que ver con la posición del ventilador. Las limitaciones de los modelos se observan en las muestras de arcilla y arena; los modelos no reproducen la tendencia decreciente de la velocidad de evaporación en la fase 1, esto se debe a que β_g es constante y la fase 2 de transición tampoco es bien reproducida.

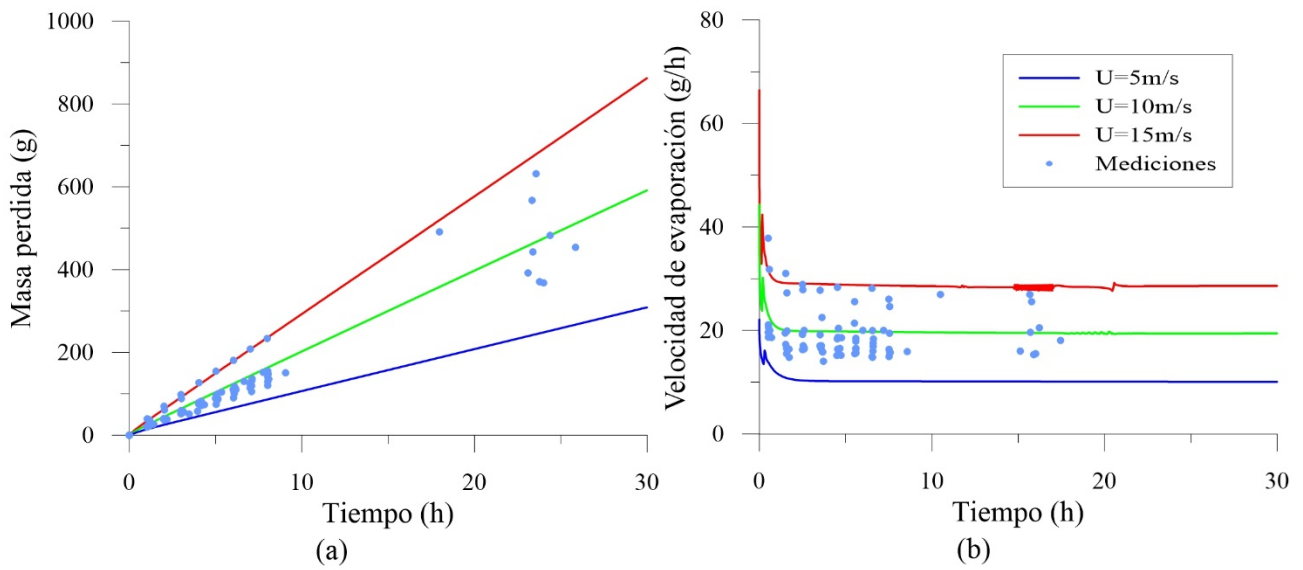


Figura 134. Modelo calibrado de la evaporación en bandejas con agua con condición con viento. (a) Cantidad de agua evaporada. (b) Velocidad de evaporación.

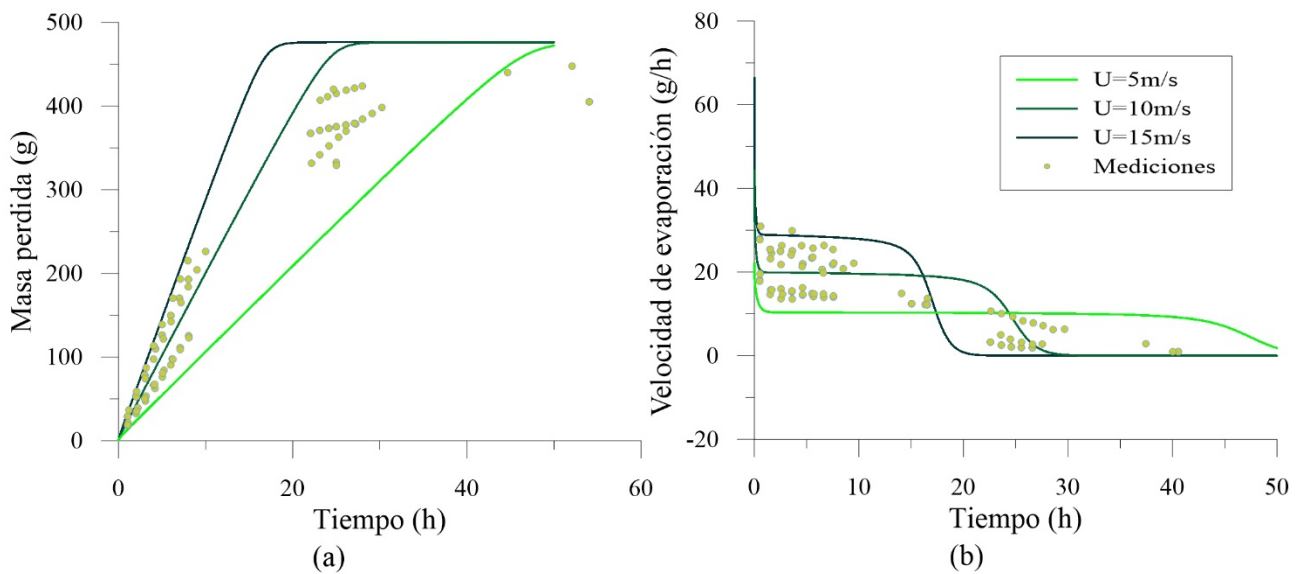


Figura 135. Modelo calibrado de la evaporación en con arcilla con condición con viento. (a) Cantidad de agua evaporada. (b) Velocidad de evaporación.

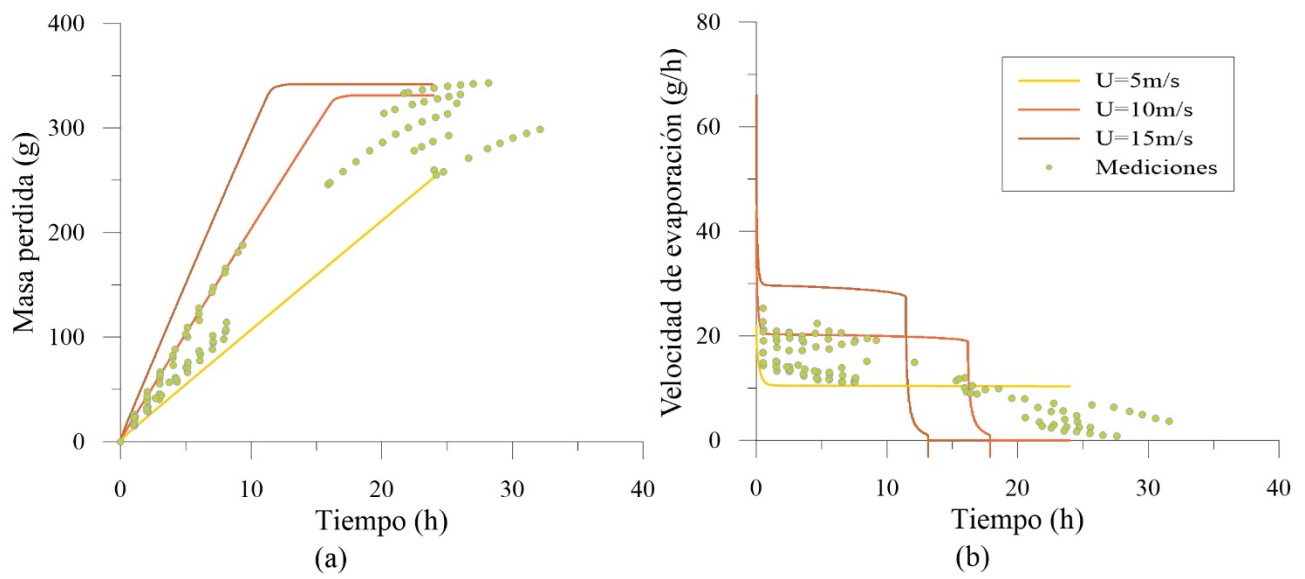


Figura 136. Modelo calibrado de la evaporación en con arena con condición con viento. (a) Cantidad de agua evaporada. (b) Velocidad de evaporación.

6 Conclusiones y futuros trabajos

En este trabajo se ha pretendido estudiar experimentalmente y numéricamente el proceso de evaporación en la interfase suelo-atmósfera. Se realizaron experimentos en laboratorio y cámara ambiental para observar y comparar los distintos comportamientos en 3 tipos de especímenes diferentes (agua, arena y arcilla). Además, el trabajo incluye modelos numéricos que ayudan a entender el comportamiento y discernir los parámetros (atmosféricos y del suelo) más influyentes.

6.1 Resultados de laboratorio

La evaporación en suelos está compuesta por tres fases. La fase 1 está dominada por las condiciones externas y hay suficiente abastecimiento de agua a la superficie. La fase 2 es una transición con la fase 3 donde la velocidad de evaporación está controlada por la difusión y las propiedades del suelo ya juegan un papel importante. Los ensayos se realizaron con muestras de espesores delgados, por tanto la fase 3 no se percibe. Las muestras deberían tener un espesor mayor a la longitud característica para observar la fase 3.

A pesar que el laboratorio donde se realizaron los ensayos tiene condiciones controladas, se observó que la velocidad de evaporación de las bandejas dependía de su ubicación. Esto dificultó la comparación entre la evaporación real del suelo (E_a) y la potencial del agua pura (E_p). Los valores de E_a/E_p en la arena y arcilla variaron entre 0.8 y 1 constantemente en la fase 1.

Al comienzo se observa un descenso de la velocidad de evaporación producido por el enfriamiento de cambio de fase. Esto no se puede comprobar porque es necesario medir la temperatura en las muestras.

La fase 1 en ensayos con viento no tiene una velocidad constante (tasa) de evaporación.

La falta de medidas de variables atmosféricas (temperatura y humedad) en el medio poroso y en la atmósfera, dificulta la elaboración de conclusiones definitivas.

Los ensayos en la cámara ambiental resaltaron la importancia que tiene medir variables en la muestra y en la atmósfera. Hacen falta más estudios para caracterizar los gradientes de difusión que se producen en la atmósfera.

En general, no se obtienen resultados concluyentes sobre la tasa de evaporación de agua pura, arena y arcilla saturadas. Las tasas son muy parecidas en todos los casos y las diferencias son poco significativas como para establecer criterios generales. Sin embargo, sí se observa que la evaporación es sensible al efecto del viento.

6.2 Análisis numérico

Las imprecisiones posibles se dan por errores en los parámetros hidráulicos o la falta de precisión del modelo de van Genuchten en la zona seca de la curva de retención.

La evaporación en suelos estratificados es afectada significativamente por la secuencia y espesor de las capas.

El modelo de van Genuchten tiene ciertas limitaciones principalmente en la zona seca. Uno de los problemas se refleja en el alargamiento de la fase 1 de secado del suelo.

Aún no se puede parametrizar el efecto del viento. De hecho β_g debería ser variable.

Los valores de β_g para calibrar los resultados de los experimentos sin viento variaron entre 2×10^{-3} y $5.5 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$. Los experimentos con viento tuvieron valores de β_g entre 0.0145 y 0.0436 m s^{-1} . Estos valores pueden ser usados de referencia para futuras investigaciones.

La temperatura también marca el fin de la fase 1 según los modelos.

Los modelos ayudan a entender la sensibilidad de la evaporación a los parámetros TH del suelo y a las condiciones de contorno.

6.3 Futuros trabajos

El presente trabajo no se toma en cuenta la radiación. Este efecto debe ser considerado en futuras investigaciones.

Futuros trabajos experimentales deben considerar la importancia de la medición de diversas variables como la temperatura y la succión. Es importante medir no sólo en el medio poroso también es importante caracterizar la atmósfera.

La ley de Kelvin considera equilibrio químico. Sin embargo, Smits et al. (2011), Smits et al. (2012) y Trautz et al. (2015) emplean formulaciones que no consideran el equilibrio químico y alientan a probar estas suposiciones a través de experimentación física y numérica. Se propone investigar e implementar estas formulaciones al programa CODE_BRIGHT.

En los últimos años se han desarrollado modelos que incluyen la interacción suelo-atmósfera como dos dominios acoplados entre su interfase, como por ejemplo el programa DuMu^X (Flemisch et al., 2011). Estos trabajos deben continuar con su desarrollo para obtener resultados más realistas. Se podría comparar modelos realizados entre CODE_BRIGHT y DuMu^X para conocer las ventajas y limitaciones de ambos programas.

7 Referencias

- Acosta, O. (2016). *Obtención de parámetros hidráulicos saturados y no saturados mediante el empleo de un infiltrómetro de succión*. UPC-BarcelonaTech. Trabajo Final de Máster.
- Aluwihare, S., & Watanabe, K. (2003). Measurement of Evaporation on Bare Soil and Estimating Surface Resistance. *Journal of Environmental Engineering*, 129(12), 1157–1168. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9372\(2003\)129:12\(1157\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9372(2003)129:12(1157))
- Aminzadeh, M., & Or, D. (2017). The complementary relationship between actual and potential evaporation for spatially heterogeneous surfaces. *Water Resources Research*, 53(1), 580–601. <https://doi.org/10.1002/2016WR019759>
- Aminzadeh, M., Roderick, M. L., & Or, D. (2016). A generalized complementary relationship between actual and potential evaporation defined by a reference surface temperature. *Water Resources Research*, 52(1), 385–406. <https://doi.org/10.1002/2015WR017969>
- An, N., Tang, C.-S., Xu, S.-K., Gong, X.-P., Shi, B., & Inyang, H. I. (2018). Effects of soil characteristics on moisture evaporation. *Engineering Geology*, 239, 126–135. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.03.028>
- Assouline, S., Narkis, K., & Or, D. (2010). Evaporation from partially covered water surfaces. *Water Resources Research*, 46(10), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2010WR009121>
- Aydin, M., Yang, S. L., Kurt, N., & Yano, T. (2005). Test of a simple model for estimating evaporation from bare soils in different environments. *Ecological Modelling*, 182(1), 91–105. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2004.07.013>
- Beavers, G. S., & Joseph, D. D. (1967). Boundary conditions at a naturally permeable wall. *Journal of Fluid Mechanics*, 30(01), 197. <https://doi.org/10.1017/S0022112067001375>
- Ben Neriah, A., Assouline, S., Shavit, U., & Weisbrod, N. (2014). Impact of ambient conditions on evaporation from porous media. *Water Resources Research*, 50(8), 6696–6712. <https://doi.org/10.1002/2014WR015523>
- Bittelli, M., Ventura, F., Campbell, G. S., Snyder, R. L., Gallegati, F., & Pisa, P. R. (2008). Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology*, 362(3–4), 191–205. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.08.014>
- Blight, G. E. (1997). The Rankine Lecture - Interaction between the atmosphere and the Earth. *Géotechnique*, 47(4), 713–767. <https://doi.org/10.1680/geot.1997.47.4.713>
- Blight, G. E. (2002). Measuring evaporation from soil surfaces for environmental and geotechnical purposes. *Water SA*, 28(4), 381–394. <https://doi.org/10.4314/wsa.v28i4.4911>
- Blight, G. E. (2009). Solar heating of the soil and evaporation from a soil surface. *Géotechnique*, 59(4), 355–363. <https://doi.org/10.1680/geot.2009.59.4.355>
- Blight, G. E. (2013). Unsaturated Soil Mechanics in Geotechnical Practice. *Unsaturated Soil Mechanics in Geotechnical Practice*, 640. Retrieved from <http://www.crcnetbase.com/doi/abs/10.1201/b15239-2>
- Brinkman, H. C. (1949). A calculation of the viscous force exerted by a flowing fluid on a dense swarm of particles. *Flow, Turbulence and Combustion*, 1(1), 27. <https://doi.org/10.1007/BF02120313>
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere*. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-1497-6>
- Camillo, P., & Gurney, R. (1986). A resistance parameter for bare-soil evaporation

- models. *Soil Science*, 141(2), 95–105. Retrieved from https://journals.lww.com/soilsci/Abstract/1986/02000/a_resistance_parameter_for_bare_soil_evaporation.1.aspx
- Campbell, G. S. (1985). *Soil physics with BASIC : transport models for soil-plant systems*. Elsevier.
- Cordero, J., Cuadrado, A., Ledesma, A., & Prat, P. C. (2014). Patterns of cracking in soils due to drying and wetting cycles. *Unsaturated Soils: Research and Applications - Proceedings of the 6th International Conference on Unsaturated Soils, UNSAT 2014*, (2009), 381–387. <https://doi.org/10.1201/b17034-53>
- Cuadrado, A. (2019). *Estudio Termo-Hidro-Mecánico de los procesos de desecación en suelos*. UPC-BarcelonaTech. Tesis Doctoral (en preparación).
- Cui, Y. J., & Zornberg, J. G. (2009). Water balance and evapotranspiration monitoring in geotechnical and geoenvironmental engineering. *Laboratory and Field Testing of Unsaturated Soils*, 171–186. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8819-3_11
- Davarzani, H., Smits, K., Tolene, R. M., & Illangasekare, T. (2014). Study of the effect of wind speed on evaporation from soil through integrated modeling of the atmospheric boundary layer and shallow subsurface. *Water Resources Research*, 50(1), 661–680. <https://doi.org/10.1002/2013WR013952>
- Dingman, S. L. (2015). *Physical hydrology*. Waveland Press (3rd ed.). Retrieved from <http://www.worldcat.org/title/physical-hydrology/oclc/47665147>
- Fetzer, T., Smits, K. M., & Helmig, R. (2016). Effect of Turbulence and Roughness on Coupled Porous-Medium/Free-Flow Exchange Processes. *Transport in Porous Media*, 114(2), 395–424. <https://doi.org/10.1007/s11242-016-0654-6>
- Fetzer, T., Vanderborght, J., Mosthaf, K., & Smits, K. M. (2017). Water Resources Research, 53, 1080–1100. <https://doi.org/10.1002/2016WR019982>. Heat
- Flemisch, B., Darcis, M., Erbertseder, K., Faigle, B., Lauser, A., Mosthaf, K., ... Helmig, R. (2011). DuMux: DUNE for multi-{phase,component,scale,physics,...} flow and transport in porous media. *Advances in Water Resources*, 34(9), 1102–1112. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.03.007>
- Fredlund, D. G., Rahardjo, H., & Fredlund, M. D. (2012). *Unsaturated Soil Mechanics in Engineering Practice*. Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons, Inc. <https://doi.org/10.1002/9781118280492>
- Gens, A. (2010). Soil–environment interactions in geotechnical engineering. *Géotechnique*, 60(1), 3–74. <https://doi.org/10.1680/geot.9.P.109>
- Gerard, P., Léonard, A., Masekanya, J.-P., Charlier, R., & Collin, F. (2009). Study of the soil-atmosphere moisture exchanges through convective drying tests in non-isothermal conditions. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 32(March 2007), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/nag.866>
- Gran, M., Carrera, J., Olivella, S., & Saaltink, M. W. (2011). Modeling evaporation processes in a saline soil from saturation to oven dry conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(7), 2077–2089. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2077-2011>
- Haghighi, E., Shahraeeni, E., Lehmann, P., & Or, D. (2013). Evaporation rates across a convective air boundary layer are dominated by diffusion. *Water Resources Research*, 49(3), 1602–1610. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20166>
- Hellwig, D. H. R. (1973). Evaporation of water from sand, 4: The influence of the depth of the water-table and the particle size distribution of the sand. *Journal of Hydrology*, 18(3–4), 317–327. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(73\)90055-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(73)90055-3)
- Hillel, D. (2004). *Introduction to environmental soil physics*. Journal of Chemical Information and Modeling. Elsevier Academic Press.

- Kondo, J., Saigusa, N., & Sato, T. (1990). A Parameterization of Evaporation from Bare Soil Surfaces. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1990\)029<0385:APOEFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1990)029<0385:APOEFB>2.0.CO;2)
- Lakshmikantha, M. R. (2009). *Experimental and theoretical analysis of cracking in drying soils*. UPC-BarcelonaTech. PhD Thesis. Retrieved from http://cataleg.upc.edu/record=b1367924*S1*cat%5Cnhttp://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Experimental+and+theoretical+analysis+of+cracking+in+drying+soils#2
- Lehmann, P., Assouline, S., & Or, D. (2008). Characteristic lengths affecting evaporative drying of porous media. *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 77(5), 1–16. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.77.056309>
- Lozada, C., Caicedo, B., & Thorel, L. (2016). Improved climatic chamber for desiccation simulation. *E3S Web of Conferences*, 9, 13002. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20160913002>
- Marynowski, R. (2016). *Experimental Investigations on Evaporation from Porous Media*. University of Windsor. Retrieved from <https://scholar.uwindsor.ca/etd/5846>
- Monteith, J. L. (2007). Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(451), 1–27. <https://doi.org/10.1002/qj.49710745102>
- Moreno, F. R. (2017). *Influencia de la compactación en patrones de agrietamiento en suelos*. UPC-BarcelonaTech. Trabajo Final de Grado. Retrieved from http://upcommons.upc.edu/bitstream/handle/2117/103133/TFG_MorenoRaul.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Mosthaf, K. (2014). *Modeling and Analysis of Coupled Porous-Medium and Free Flow with Application to Evaporation Processes*. <https://doi.org/10.18419/opus-519>
- Mosthaf, K., Baber, K., Flemisch, B., Helmig, R., Leijnse, A., Rybak, I., & Wohlmuth, B. (2011). A coupling concept for two-phase compositional porous-medium and single-phase compositional free flow. *Water Resources Research*, 47(10). <https://doi.org/10.1029/2011WR010685>
- Mosthaf, K., Helmig, R., & Or, D. (2014). Modeling and analysis of evaporation processes from porous media on the REV scale. *Water Resources Research*, 50(2), 1059–1079. <https://doi.org/10.1002/2013WR014442>
- Mpawenayo, R., Debaste, F., Douzane, M., & Gerard, P. (2016). On the mechanisms and kinetics of evaporation of a compacted silt, 12001. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20160912001>
- Newson, T. a, & Fahey, M. (1998). The effect of soil suction on evaporative fluxes from soil surfaces: Discussion. *Canadian Geotechnical Journal*, 35(4), 692–694. <https://doi.org/10.1139/t98-034>
- Nield, D. A. (2009). The beavers - Joseph boundary condition and related matters: A historical and critical note. *Transport in Porous Media*, 78(3 SPEC. ISS.), 537–540. <https://doi.org/10.1007/s11242-009-9344-y>
- Nield, D. A., & Bejan, A. (2013). *Convection in Porous Media*. New York, NY: Springer New York. <https://doi.org/10.1007/978-1-4614-5541-7>
- Olivella, S., Carrera, J., Gens, A., & Alonso, E. E. (1994). Nonisothermal multiphase flow of brine and gas through saline media. *Transport in Porous Media*, 15(3), 271–293. <https://doi.org/10.1007/BF00613282>
- Olivella, S., & Gens, A. (2000). Vapour transport in low permeability unsaturated soils with capillary effects. *Transport in Porous Media*, 40(2), 219–241. <https://doi.org/10.1023/A:1006749505937>
- Olivella, S., Gens, A., Carrera, J., & Alonso, E. E. (1996). Numerical formulation for a

- simulator (CODE_BRIGHT) for the coupled analysis of saline media. *Engineering Computations*, 13(7), 87–112. <https://doi.org/10.1108/02644409610151575>
- Passerat de Silans, A. (1986). *Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle*. Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Penman, H. L. (1948). Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 193(1032), 120–145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Philip, J. R., & De Vries, D. A. (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions, American Geophysical Union*, 38(2), 222. <https://doi.org/10.1029/TR038i002p00222>
- Qiu, G. Y. (1996). *A new method for estimation of evapotranspiration*. Tottori University.
- Qiu, G. Y., & Ben-Asher, J. (2010). Experimental Determination of Soil Evaporation Stages with Soil Surface Temperature. *Soil Science Society of America Journal*, 74(1), 13. <https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0135>
- Qiu, G. Y., Yano, T., & Momii, K. (1998). An improved methodology to measure evaporation from bare soil based on comparison of surface temperature with a dry soil surface. *Journal of Hydrology*, 210(1–4), 93–105. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00174-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00174-7)
- Romeral, I. (2016). *Comportamiento hidro-mecánico del suelo de Agrópolis para condiciones impuestas en cámara ambiental*. UPC-BarcelonaTech. Trabajo Final de Grado. Retrieved from <http://upcommons.upc.edu/handle/2117/91162>
- Ruiz, C. (2015). *Caracterització geomecànica del sòl d'Agròpolis*. UPC-BarcelonaTech. Trabajo Final de Grado. Retrieved from <http://upcommons.upc.edu/handle/2117/79365>
- Saffman, P. G. (1971). On the Boundary Condition at the Surface of a Porous Medium. *Studies in Applied Mathematics*, 50(2), 93–101. <https://doi.org/10.1002/sapm197150293>
- Sánchez, M., Manzoli, O., & Guimarães, L. (2014). Modeling the formation and propagation of desiccation cracks in soils. *Unsaturated Soils: Research and Applications - Proceedings of the 6th International Conference on Unsaturated Soils, UNSAT 2014*, 1, 569–574.
- Schneider, M., & Goss, K. U. (2012). Prediction of water retention curves for dry soils from an established pedotransfer function: Evaluation of the Webb model. *Water Resources Research*, 48(6), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2011WR011049>
- Shahraeeni, E., Lehmann, P., & Or, D. (2012). Coupling of evaporative fluxes from drying porous surfaces with air boundary layer: Characteristics of evaporation from discrete pores. *Water Resources Research*, 48(9), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2012WR011857>
- Shavit, U. (2009). Special issue on “Transport phenomena at the interface between fluid and porous domains”: A Preface. *Transport in Porous Media*, 78(3 SPEC. ISS.), 327–330. <https://doi.org/10.1007/s11242-009-9414-1>
- Shokri, N., Lehmann, P., & Or, D. (2008). Effects of hydrophobic layers on evaporation from porous media. *Geophysical Research Letters*, 35(19), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2008GL035230>
- Shokri, N., Lehmann, P., & Or, D. (2010). Evaporation from layered porous media. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(6), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2009JB006743>
- Shokri, N., & Or, D. (2011). What determines drying rates at the onset of diffusion controlled stage-2 evaporation from porous media? *Water Resources Research*,

- 47(9), 1–8. <https://doi.org/10.1029/2010WR010284>
- Šimůnek, J., Jacques, D., Langergraber, G., Bradford, S. A., Šejna, M., & Van Genuchten, M. T. (2013). Numerical modeling of contaminant transport using HYDRUS and its specialized modules. *Journal of the Indian Institute of Science*, 93(2), 265–284. <https://doi.org/http://journal.iisc.ernet.in/index.php/iisc/article/view/1224>
- Singh, V. P., & Xu, C.-Y. (1997). EVALUATION AND GENERALIZATION OF 13 MASS-TRANSFER EQUATIONS FOR DETERMINING FREE WATER EVAPORATION. *Hydrological Processes*, 11(3), 311–323. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19970315\)11P446>3.3.CO;2-P](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19970315)11P446>3.3.CO;2-P)
- Smits, K. M., Cihan, A., Sakaki, T., & Illangasekare, T. H. (2011). Evaporation from soils under thermal boundary conditions: Experimental and modeling investigation to compare equilibrium- and nonequilibrium-based approaches. *Water Resources Research*, 47(5), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2010WR009533>
- Smits, K. M., Ngo, V. V., Cihan, A., Sakaki, T., & Illangasekare, T. H. (2012). An evaluation of models of bare soil evaporation formulated with different land surface boundary conditions and assumptions. *Water Resources Research*, 48(12), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2012WR012113>
- Song, W. (2014). *Experimental investigation of water evaporation from sand and clay using an environmental chamber*. Université Paris-Est. Retrieved from <https://pastel.archives-ouvertes.fr/tel-01127303>
- Subramanya, K. (2008). *Engineering Hydrology*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Sun, S. F. (1982). Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions. [Storrs] : [Univ. of Connecticut].
- Suzuki, M., & Maeda, S. (1968). On the mechanism of drying of granular beds: Mass Transfer from Discontinuous Source. *Journal of Chemical Engineering of Japan*, 1(1), 26–31. <https://doi.org/10.1252/jcej.1.26>
- Szymkiewicz, A. (2013). *Modelling Water Flow in Unsaturated Porous Media*. Sciences-New York. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-23559-7>
- Ta, A.-N. (2009). *A study of the soil-atmosphere interaction in an environmental chamber*. Ecole des Ponts ParisTech. Retrieved from <https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00517746>
- Ta, A. (2009). A study of the soil-atmosphere interaction in an environmental chamber.
- Tang, C.-S., Cui, Y.-J., Shi, B., Tang, A.-M., & An, N. (2016). Effect of wetting-drying cycles on soil desiccation cracking behaviour. *E3S Web of Conferences*, 9, 12003. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20160912003>
- Teng, J., Yasufuku, N., Ishikura, R., & Jiang, Z. (2014). Modelling soil water redistribution in unsaturated zone during evaporation process, 537–543.
- Teng, J., Yasufuku, N., Liu, Q., & Liu, S. (2014). Experimental evaluation and parameterization of evaporation from soil surface. *Natural Hazards*, 73(3), 1405–1418. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1138-z>
- Tollenaar, R. (2017). *Experimental Investigation on the Desiccation and Fracturing of Clay*. TU Delf. <https://doi.org/10.4233/uuid:40f6b033-0e6a-460b-9501-30cf35a99b8d>
- Tollenaar, R., Fredlund, D. G. D. G. G., Rahardjo, H., Fredlund, M. D., Lozada, C., Caicedo, B., ... Yortsos, Y. C. (2016). Evaporation from layered porous media. *Water Resources Research*. <https://doi.org/10.1002/9781118280492>
- Tran, D. T. Q. (2013). *Re-visitation of actual evaporation theories*. University of Alberta. <https://doi.org/doi.org/10.7939/R3H39Z>

- Tran, D. T. Q., Fredlund, D. G., & Chan, D. H. (2016). Improvements to the calculation of actual evaporation from bare soil surfaces. *Canadian Geotechnical Journal*, 53(1), 118–133. <https://doi.org/10.1139/cgj-2014-0512>
- Trautz, A. C., Smits, K. M., & Cihan, A. (2015). Continuum-scale investigation of evaporation from bare soil under different boundary and initial conditions: An evaluation of nonequilibrium phase change. *Water Resources Research*, 51(9), 7630–7648. <https://doi.org/10.1002/2014WR016504>
- van de Griend, A. a., & Owe, M. (1994). Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resources Research*, 30(2), 181–188. <https://doi.org/10.1029/93WR02747>
- Vanderborght, J., Fetzer, T., Mosthaf, K., Smits, K. M., & Helmig, R. (2017). Heat and water transport in soils and across the soil-atmosphere interface: 1. Theory and different model concepts. *Water Resources Research*. <https://doi.org/10.1002/2016WR019982>
- Wang, Y. Q., Xiong, Y. J., Qiu, G. Y., & Zhang, Q. T. (2016). Is scale really a challenge in evapotranspiration estimation? A multi-scale study in the Heihe oasis using thermal remote sensing and the three-temperature model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 230–231, 128–141. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.03.012>
- Wilson, G. W. (1990). *Soil Evaporative Fluxes for Geotechnical Engineering Problems*. University of Saskatchewan.
- Wilson, G. W., Barbour, S. L., & Fredlund, D. G. (1995). The Prediction of Evaporative Fluxes from Unsaturated Soil Surfaces. *Unsaturated Soils*, 4, 423–429.
- Wilson, G. W., Fredlund, D. G., & Barbour, S. L. (1991). The Evaluation of Evaporative Fluxes from Soil Surfaces for Problems in Geotechnical Engineering. In *44th Annual Canadian Geotechnical Conference* (pp. 61–69).
- Wilson, G. W., Fredlund, D. G., & Barbour, S. L. (1994). Coupled soil-atmosphere modelling for soil evaporation. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(2), 151–161. <https://doi.org/10.1139/t94-021>
- Wilson, G. W., Fredlund, D. G., & Barbour, S. L. (1997). The effect of soil suction on evaporative fluxes from soil surfaces. *Canadian Geotechnical Journal*, 34(1), 145–155. <https://doi.org/10.1139/t96-078>
- Xiong, Y. J., Qiu, G. Y., Yin, J., Zhao, S. H., Wu, X. Q., Wang, P., & Zeng, S. (2008). Estimation of Daily Evapotranspiration By Three-Temperatures Model At Large Catchment Scale. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37, 767–774. Retrieved from http://www.isprs.org/proceedings/XXXVII/congress/8_pdf/7_WG-VIII-7/08.pdf
- Yamanaka, T., Takeda, A., & Sugita, F. (1997). A modified surface-resistance approach for representing bare-soil evaporation: Wind tunnel experiments under various atmospheric conditions. *Water Resources Research*, 33(9), 2117–2128. <https://doi.org/10.1029/97WR01639>
- Yiotis, A. G., Boudouvis, A. G., Stubos, A. K., Tsimpanogiannis, I. N., & Yortsos, Y. C. (2004). Effect of liquid films on the drying of porous media. *AIChE Journal*, 50(11), 2721–2737. <https://doi.org/10.1002/aic.10265>
- Zhang, C., Li, L., & Lockington, D. (2015). A physically based surface resistance model for evaporation from bare soils. *Water Resources Research*, 51(2), 1084–1111. <https://doi.org/10.1002/2014WR015490>